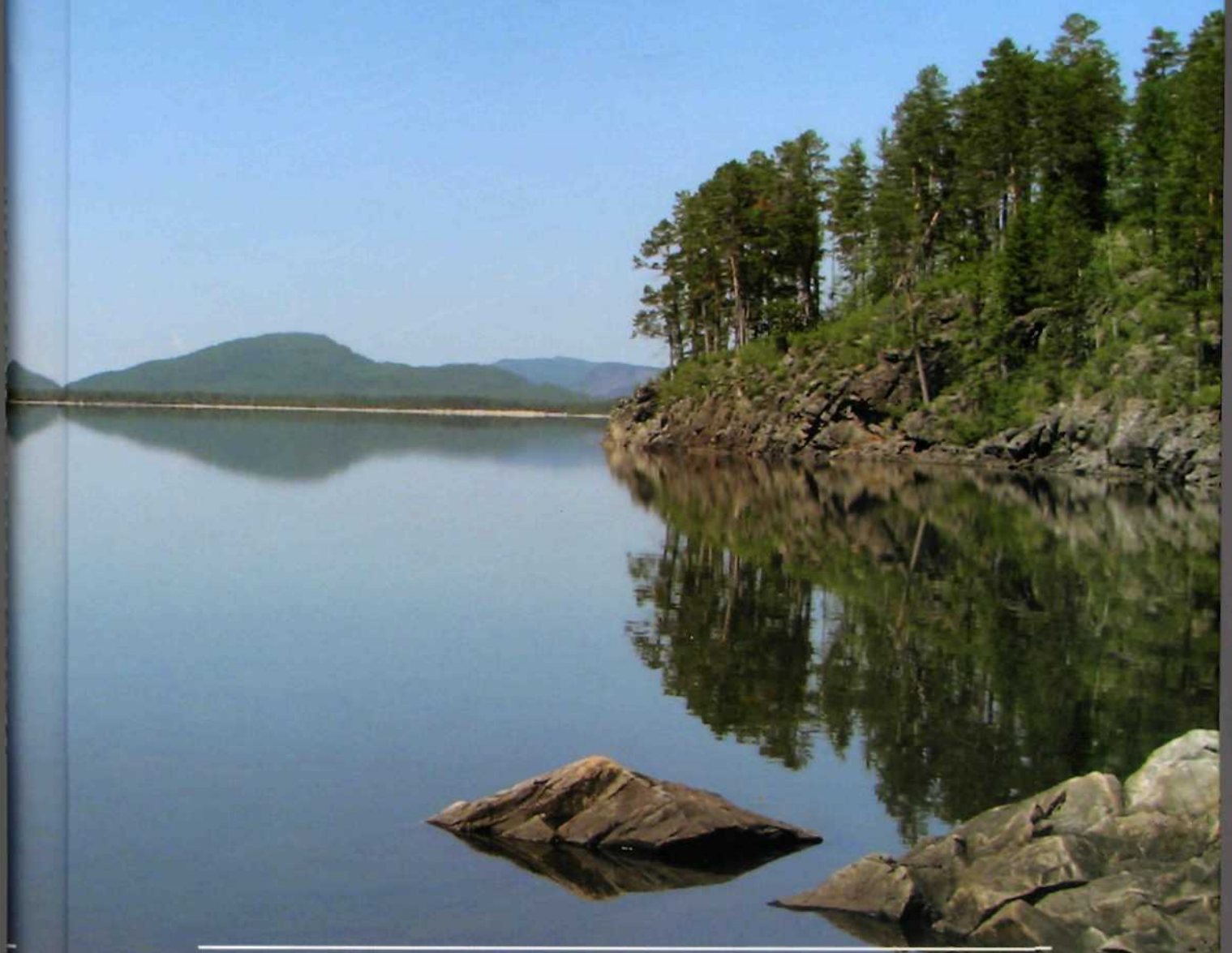
А. М. Ларин



ГРАНИТЫ РАПАКИВИ И АССОЦИИРУЮЩИЕ ПОРОДЫ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт геологии и геохронологии
докембрия

А. М. Ларин

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ И АССОЦИИРУЮЩИЕ ПОРОДЫ

Санкт-Петербург
«НАУКА»
2011

УДК 552.3:551.71/72 + 553.07
ББК 26.31
Л25

Л а р и н А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. — СПб.: Наука, 2011. — 402 с.

ISBN 978-5-02-025522-7

Цель монографии — выявление характерных особенностей рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций, определение их места в истории геологического развития древних платформ, анализ ведущих механизмов формирования и оценка минерагенической специализации. Разработана классификация магматических ассоциаций, содержащих граниты рапакиви. Определены возрасты реперных рапакивигранитсодержащих магматических комплексов Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Установлено, что генезис магматических пород этих комплексов связан с дискретно функционирующими сублитосферными мантийными источниками, длительность существования которых сопоставима с продолжительностью формирования палеорифтов — 10—50 млн лет. Проведенные изотопные и геохимические исследования позволили обосновать ограничения на источники гранитов рапакиви и определить общий характер связей этих гранитов с ассоциирующими кислыми, основными и щелочными породами. Установлена важная роль процессов смешения вещества различных мантийных и коровых источников в петрогенезе гранитов рапакиви и ассоциирующих пород. Выявлены основные закономерности распределения рассматриваемых магматических ассоциаций в пространстве и времени, на основании анализа которых проведена реконструкция геодинамических обстановок их формирования. Показано, что несмотря на то, что они образуются во внутриплитных условиях, конкретные геодинамические обстановки могут различаться. Эти обстановки определяются как активностью мантийных плюмов, так и тектоническими процессами на границах литосферных плит. Определен характер связей различных типов оруденения с гранитами рапакиви и ассоциирующими породами. Установлено, что бóльшая часть крупных и уникальных месторождений различных типов была сформирована в два основных эпизода 1.85—1.70 и 1.30—1.00 млрд лет. Практически все они ассоциирует с плутонами, формирование которых связано с деятельностью мантийных плюмов.

Для широкого круга геологов, петрологов и геохимиков, а также студентов и преподавателей вузов.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (по проекту №-10-05-07085)

РФФИ

© А. М. Ларин, 2011
© Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 2011
© Издательство «Наука», редакционно-издательское оформление, 2011

ISBN 978-5-02-025522-7

ВВЕДЕНИЕ

Необратимость геологического развития Земли определяет важность эволюционного аспекта в рассмотрении проблем магматизма. В этом плане весьма интересным и во многом загадочным представляется внутриплитный гранитоидный магматизм, основным представителем которого являются граниты А-типа. Специфика этого магматизма проявляется в его крайне неравномерном распределении во времени. Первые граниты А-типа появляются еще в позднем архее (~2.8 млрд лет), непрерывно прослеживаясь в геологической истории вплоть до настоящего времени. Однако расцвет этого магматизма приходится только на интервал времени ~ 2.0—1.0 млрд лет. Именно с этим периодом связано формирование гигантских объемов гранитов рапакиви, интрузивных чарнокитов и в меньшей мере щелочных гранитов. Ни до, ни после этой эпохи граниты А-типа не проявлялись в таких масштабах. Доминирующим типом гранитов этого возрастного интервала являются граниты рапакиви, для которых весьма характерна ассоциация с не менее загадочным типом пород — автономными анортозитами.

Граниты рапакиви с давних пор вызывают интерес геологов необычностью своих структур и состава, размерами интрузивных тел и разнообразием ассоциирующих горных пород. Первое, что привлекает внимание, — это характерные маргинационные структуры. Такие граниты, насыщенные крупными овоидами щелочного полевого шпата, образуют огромные и даже гигантские батолиты, площадь которых может достигать десятков тысяч квадратных километров. Необычным является и минеральный состав гранитов рапакиви, для которого характерно сочетание минералов типичных как для гранитов, так и для основных пород. Весьма специфичны и разнообразны ассоциирующие с гранитами рапакиви типы горных пород. Особенно характерна их ассоциация с анортозитами. Последние могут образовывать очень крупные массивы также докембрийского возраста, известные в литературе как «massif-type anorthosite» (Ashwal, 1993), или автономные анортозиты (Богатиков, 1979). Достигнув максимума в своем распространении к рубежу около 1.0 млрд лет, они также внезапно исчезают из геологической истории планеты, как и граниты рапакиви.

Также достаточно интересен и необычен минерагенический облик этих гранитов и ассоциирующих с ними пород. До недавнего времени граниты рапакиви в этом отношении явно недооценивались и традиционно рассматривались как металлогенически «стерильные». Положение с оценкой их потенциальной рудоносности резко изменилось несколько десятилетий тому назад, когда в ассоциации с ними было открыто большое количество промышленных месторождений различных типов и была установлена важная рудогенерирующая роль этих пород. Например, открытие в 60—70-х годах прошлого века уникальных

по масштабам оловорудных месторождений Бразилии, связанных с гранитами рапакиви, выдвинуло эту страну в число мировых лидеров по запасам и добыче олова (Bettencourt et al., 1999). В Австралии в 1975 г. в гранитах рапакиви было открыто гигантское Cu-U-Au-Ag-REE месторождение Олимпик-Дам. В Канаде в 1994 г. в троктолитах анортозит-гранитного комплекса Найн было выявлено крупнейшее Cu-Ni-Co месторождение Восис-Бей. С самими же анортозитами ассоциируют крупные и крупнейшие Fe-Ti-апатитовые месторождения, такие как Лак-Тио и Аллард-Лейк в Канаде и Теллнес в Норвегии.

Термин «рапакиви» является финским словом, которое означает «крошащийся камень». Впервые научное описание гранитов рапакиви было дано более 100 лет тому назад в классической работе Дж. Седерхольма «Финляндские породы, носящие название рапакиви» (Sederholm, 1891), в которой он описал ареал распространения, петрографию и химизм финских гранитов рапакиви. При этом он предложил различать термины «граниты рапакиви» и «текстура рапакиви» и показал, что граниты рапакиви образуют магматические комплексы как интрузивного, так и экструзивного типов. А. Ворма (Vorma, 1976) дает понятие структуры рапакиви, которая определяется наличием: 1) овоидной формы мегакрист щелочного полевого шпата; 2) олигоклаз-андезиновых оболочек, обрамляющих овоиды, хотя некоторые овоиды не имеют таких оболочек; 3) двух генераций щелочного полевого шпата и кварца, причем наиболее ранняя идиоморфная генерация кварца кристаллизовалась как высокий кварц. Иногда к структуре рапакиви относят и те случаи, когда плагиоклазовые оболочки присутствуют и на идиоморфных мегакристах щелочного полевого шпата.

Характерными особенностями плутонов рапакиви являются их посттектонический характер, полифазность и резкие эруптивные взаимоотношения с вмещающими породами, с образованием высокотемпературных контактовых роговиков (Vorma, 1976; Anderson, 1983; Rämö, Haapala, 1995). Становление плутонов происходило преимущественно в гипабиссальных условиях (Vorma, 1976). В подавляющем большинстве случаев они не подвергаются региональному метаморфизму и складчатым дислокациям, хотя есть и исключения — некоторые массивы провинции Гренвилл и Южной Америки (Emslie, Hunt, 1989, 1990; Geraldes et al., 2001).

Исследование целого ряда плутонов классических рапакиви Балтийского щита и Северной Америки (Свириденко, 1968; Великославинский и др., 1978; Личак, 1983; Ларин, 2009; Ларин и др., 1991; Шарков, 2005; Emslie, 1978, 1991; Emslie, Hunt, 1989, 1990; Anderson, 1983, 1987; Amelin et al., 1991; Rämö, 1991; Rämö, Haapala, 1995; Neymark et al., 1994; Andersson, 1997; Frost, Frost, 1997; Frost et al., 2002; Haapala et al., 2005; Anderson, Morrison, 2005) позволило установить, что наряду со специфическим геологическим положением плутонов и своеобразными структурными особенностями для гранитов рапакиви характерны также принадлежность к бимодальной магматической ассоциации, специфика минерального состава, выражающаяся в присутствии очень высокожелезистых Fe-Mg-силикатов, обогащение большинством некогерентных элементов и F, свидетельствующее об их принадлежности к гранитам А-типа. Среди разнообразия определений гранитов рапакиви наиболее приемлемым представляется следующее определение (Haapala, Rämö, 1992): ***граниты рапакиви — это граниты А-типа, характеризующиеся присутствием, по крайней мере в крупных батолитах, гранитных разновидностей со структурами рапакиви***. Это лаконичное определение учитывает и геологическое положение батолитов гранитов рапакиви, и ассоциации магматических пород, и петрографию, а также минералогию и химизм этих гранитов. В соответствии с этим определением из гранитов

рапакиви исключаются мигматиты и S- и I-типы гранитов, которые иногда могут иметь мегакристы и даже овоиды щелочного полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками.

Граниты рапакиви к настоящему времени достаточно хорошо исследованы, однако существует целый ряд проблем либо еще неразрешенных, либо не до конца проработанных. Наиболее важные из них следующие: характер связей различных пород, входящих в магматические ассоциации с гранитами рапакиви; источники гранитов рапакиви и ассоциирующих пород, закономерности распределения гранитов рапакиви и связанных с ними пород в пространстве и времени; длительность формирования этих магматических комплексов, геодинамические обстановки их формирования, а также минерагения этих пород.

Целью настоящей работы являются выявление наиболее характерных особенностей магматических ассоциаций, включающих граниты рапакиви, определение их места в истории геологического развития древних платформ и оценка ведущих механизмов их формирования. В этой связи в настоящей работе предпринята попытка разработать классификацию всех магматических ассоциаций, содержащих граниты рапакиви, найти и проанализировать геохимические различия гранитов различных ассоциаций, оценить длительность и дискретность их формирования, выявить источники, ответственные за образование гранитов рапакиви и связанных с ними пород, определить геодинамические режимы их формирования, оценить характер связей различных типов оруденения с гранитами рапакиви и ассоциирующими породами, а также связь геодинамических обстановок, типов магматических ассоциаций, типов и масштабов оруденения.

Автор выражает искреннюю признательность своему учителю академику Д. В. Рундквисту, коллегам и друзьям, в содружестве с которыми выполнялись отдельные части работы: Ю. В. Амелину, А. М. Беляеву, Н. Г. Бережной, В. В. Булдыгерову, И. М. Васильевой, Б. М. Гороховскому, А. Х. Зильберштейну, В. П. Ковачу, А. Б. Котову, Р. Ш. Крымскому, Л. Б. Макарьеву, Л. А. Неймарку, А. А. Немчину, Ж. Д. Никольской, Г. В. Овчинниковой, А. Г. Рублеву, Е. Ю. Рыцку, В. М. Саватенкову, Е. Б. Сальниковой, Н. А. Сергеевой, Н. А. Срывцеву, М. К. Суханову, А. Д. Шебанову, Ю. П. Шергиной, С. З. Яковлевой. Автор признателен также Г. П. Плескач и Е. А. Лариной за неоценимый вклад в техническую подготовку рукописи.

Весьма полезными и плодотворными были обсуждения проблем геологии, петрологии, тектоники, изотопной геохимии и металлогении с В. А. Глебовицким, Д. А. и С. Д. Великославинскими, Ю. Д. Пушкаревым, А. А. Сорокиным, С. И. Турченко, И. К. Козаковым, Д. Л. Конопелько, Э. М. Пинским, В. Я. Хильтовой, Ш. К. Балтыбаевым, Дж. Беттанкуртом, Т. О. Рамо, И. Хаапала, Р. Далл'Аньолом, Л. И. Гордиенко, М. В. Горошко В. А. Гурьяновым, И. Н. Дагелайской.

Исследования производились при финансовой поддержке грантов РФФИ (94-05-17033, 97-05-65454, 00-05-64823, 06-05-64989, 09-05-12053-офи_м) и ISF (RI E000).

Глава 1

ТИПИЗАЦИЯ РАПАКИВИГРАНИТСОДЕРЖАЩИХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Граниты рапакиви являются характерной и неотъемлемой частью большинства древних платформ мира. В их формировании можно выделить три неравноценных периода: 2.8—2.6, 1.8—1.0 и 0.6—0.5 млрд лет (рис. 1). Главным из них является средний период, с ним сопряжено формирование основного объема гранитов рапакиви и ассоциирующих пород. Известны также единичные проявления гранитов рапакиви и фанерозойского возраста: Луцерн и Боттл-Лейк, США (0.33—0.40 млрд лет), Кокшаала, Киргизия (0.29—0.28 млрд лет), Сигалл-Сётимайл (0.10 млрд лет) и Спирит-Маунтейн (0.05 млрд лет), США (Rämö, Haapala, 1995; Liverton, Botelho, 2001; Konopelko et al., 2003).

Распределение гранитов рапакиви в пространстве также очень неравномерное (рис. 2). Наиболее насыщены плутонами рапакиви Восточно-Европейская, Северо-Американская и Южно-Американская платформы. Существенно менее развиты эти граниты в пределах Сибирской и Северо-Китайской платформ и еще меньше — в Австралии, Африке и Антарктиде. Плутоны гранитов рапакиви вместе с ассоциирующими породами могут образовывать как гигантские трансконтинентальные полихронные пояса протяженностью в тысячи километров (Северо-Американская и Восточно-Европейская платформы и Амазонский кратон), так и отдельные группы массивов близкого возраста (Канадский щит, Северо-Китайская платформа, Южный Урал и др.). Характерной особенностью большинства плутонов гранитов рапакиви является их приуроченность к протерозойским складчатым поясам.

Граниты рапакиви ассоциируют с достаточно широким кругом близких по возрасту (когенетичных и/или комагматичных) магматических пород. Для Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ наиболее обычна их ассоциация с автономными анортозитами (Богатиков, 1979), или «massif-type anorthosite» (Ashwal, 1993), что позволило Р. Эмсли и П. Ханту выделить анортозит-мангерит-чарнокит-гранитную (AMCG) ассоциацию на примере магматических комплексов провинций Найн, Гренвилл Канады и США (Emslie, Hunt, 1989, 1990). Эти авторы рассматривают ее как ассоциацию генетически связанных, но не комагматичных изверженных пород. Важно отметить, что анортозиты этого типа образуют самостоятельные массивы, иногда достигающие гигантских размеров (тысячи квадратных километров). Рапакивигранитсодержащие магматические комплексы иногда включают чарнокиты, образующиеся в несколько более глубинных условиях (Великославинский и др., 1978). Близость по химизму и минералогии этих двух типов гранитоидов была отмечена в целом ряде работ (Свириденко, 1968; Шинкарев, Иванников, 1983; Kilpatrick, Ellis, 1992). В ряде случаев к гранитам рапакиви присоединяются щелочные граниты

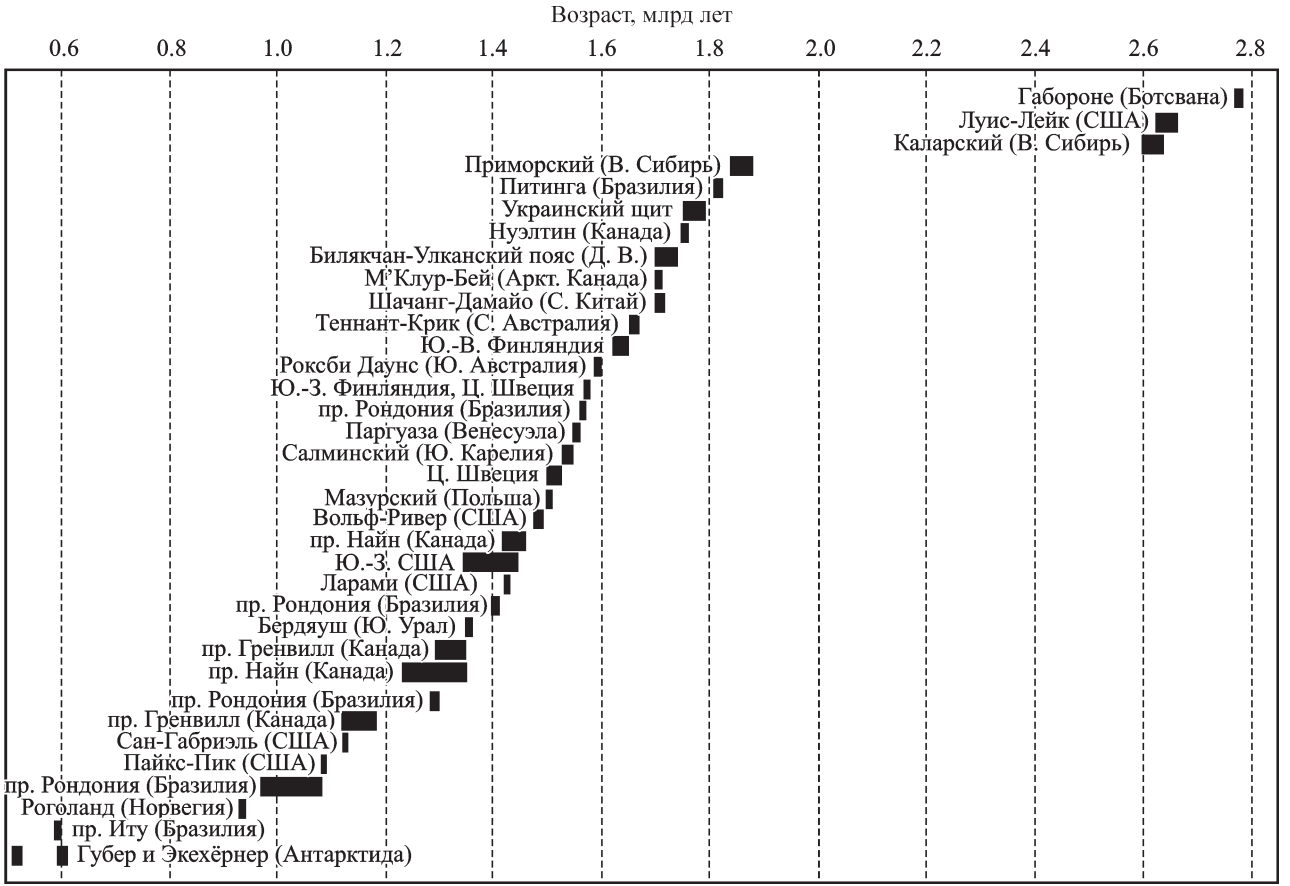
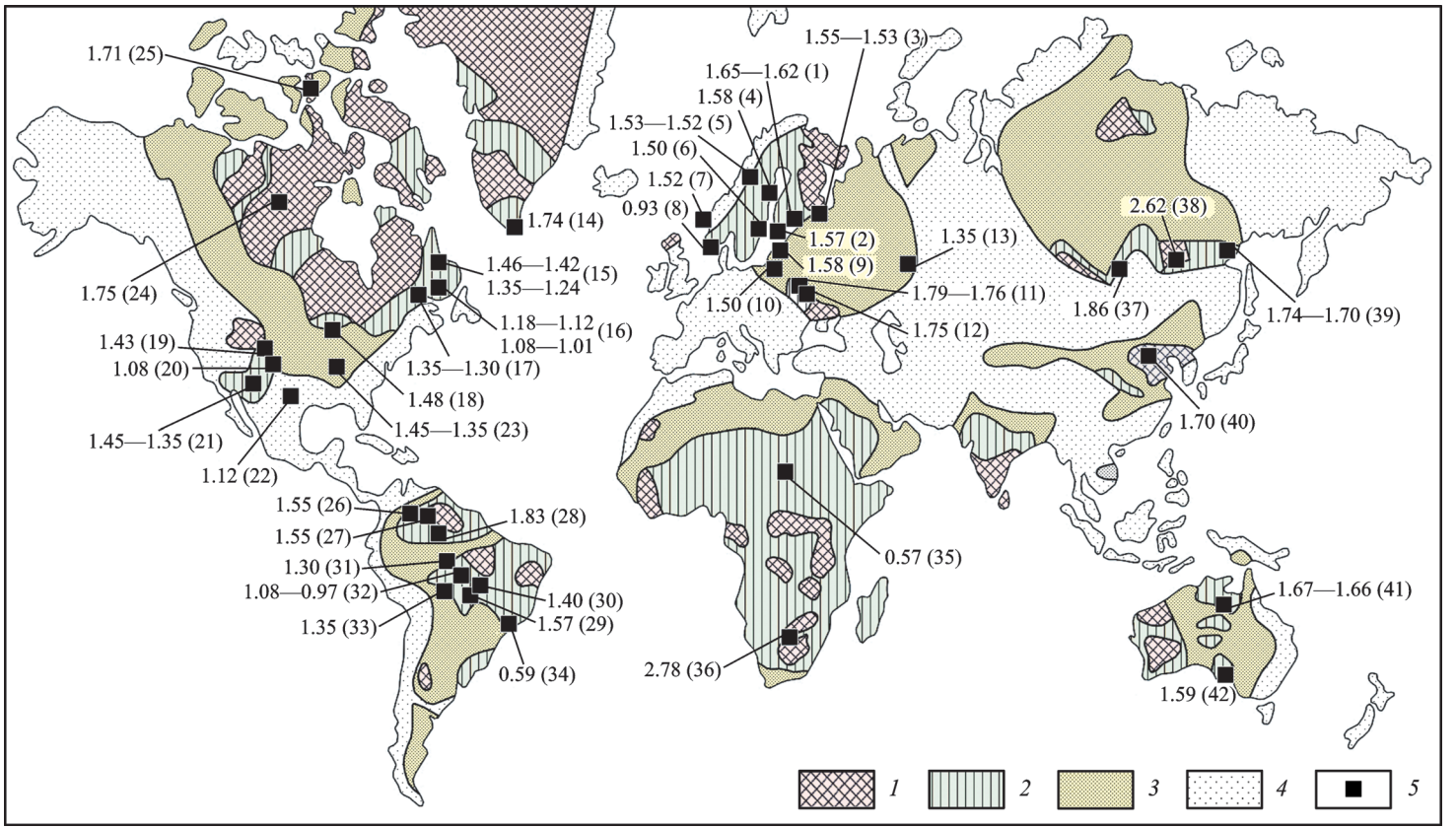


Рис. 1. Распределение во времени гранитов рапакиви и ассоциирующих пород.


1.71 (25)
1.74 (14)
1.46—1.42 (15)
1.35—1.24
1.75 (24)
1.18—1.12 (16)
1.08—1.01
1.43 (19)
1.08 (20)
1.35—1.30 (17)
1.48 (18)
1.45—1.35 (23)
1.45—1.35 (21)
1.12 (22)
1.55 (26)
1.83 (28)
1.55 (27)
1.30 (31)
1.08—0.97 (32)
1.40 (30)
1.35 (33)
1.57 (29)
0.59 (34)
1.55—1.53 (3)
1.65—1.62 (1)
1.58 (4)
1.53—1.52 (5)
1.50 (6)
1.52 (7)
0.93 (8)
1.57 (2)
1.58 (9)
1.35 (13)
1.50 (10)
1.79—1.76 (11)
1.75 (12)
0.57 (35)
2.78 (36)
2.62 (38)
1.86 (37)
1.74—1.70 (39)
1.70 (40)
1.67—1.66 (41)
1.59 (42)
1
2
3
4
5

(Недашковский, Ленников, 1991; Emslie et al., 1994; Larin et al., 1997) и даже щелочные породы (Заварицкий, 1937). Известны также рапакиви, для которых характерна ассоциация с совершенно другими типами пород — породами шошонитовой и ультракалиевой серий и гранитами S-типа (Ларин и др., 2003; Wernick, Menezes, 2001). Более или менее общей для большинства плутонов гранитов рапакиви является ассоциация с поясами даек преимущественно мафического состава, а в ряде случаев — с вулканитами, обычно образующими бимодальные серии, в которых доминируют породы кислого состава.

Исследования рапакивигранитсодержащих магматических комплексов Восточно-Европейской и Сибирской платформ, полевые наблюдения в ходе геологических экскурсий в различных регионах мира (Скандинавия, Северная и Южная Америка, Китай), а также анализ литературных данных по другим регионам мира позволили выделить четыре типа таких ассоциаций: анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная (АМЧРГ), анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная (АМРГЩГ), габбро-рапакивигранит-фоидитовая (ГРГФ) и рапакивигранит-шошонитовая (РГШ) (Ларин, 2008, 2009). Для первых двух ассоциаций характерно, что в чистом виде, когда присутствуют все их члены, они практически не встречаются. Чаще всего какие-то члены ассоциаций выпадают или проявлены редуцированно. В целом в каждой из них существует некий композиционный ряд, в рамках которого наблюдаются последовательное снижение роли пород основного состава и возрастание роли пород кислого состава. Не исключено, что одним из определяющих факторов существования этих двух рядов являются различные уровни эрозионного среза конкретных магматических комплексов. Выделенные типы магматических ассоциаций и их более дробное деление на группы иллюстрируется в табл. 1.

1.1. Анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная ассоциация

Эта ассоциация является наиболее распространенной и выявляется практически на всех древних платформах. Ее формирование охватывает значительный интервал времени — от 2.62 и до 0.55 млрд лет, однако максимум приходится на

Рис. 2. Схема размещения гранитов рапакиви и ассоциирующих пород на континентах мира.

1 — архейские кратоны; *2* — протерозойские складчатые пояса (частично зоны переработки архейского фундамента); *3* — чехол древних платформ; *4* — фанерозойские складчатые пояса; *5* — рапакивигранитсодержащие плутоны. Коровые провинции по: Miyashiro et al. (1982) и Condie (1989) с исправлениями и добавлениями. Массивы (цифры в скобках): Восточно-Европейская платформа (1—13): 1 — Выборгский, 2 — Аландский, 3 — Салминский, 4 — Нордингра, 5 — мелкие массивы района Ямтланд-Ангерманлан, 6 — Рагунда, Родо, 7 — Селенест, 8 — Роголанд, 9 — Рижский, 10 — Мазурский, 11 — Коростеньский, 12 — Корсунь-Новомиргородский, 13 — Бердяушский; Северо-Американская платформа (14—25): 14 — Кап-Фарвел, 15 — комплекс Найн, 16 — провинция Гринвилл (Лак-Сент-Джин, Мэрси, Морин, Лабрайвилл и др.), 17 — то же (Ривейре Пинтесоте, Уайтстоун, Аппер-Норт-Ривер), 18 — Вольф-Ривер, 19 — Ларами, 20 — Пайкс-Пик, 21 — массивы района Сан-Франциско, 22 — Сан-Габриэл, 23 — массивы Мидконтинента и Юго-Запада США, 24 — Нуэлтин, 25 — М'Клур-Бей; Южно-Американская платформа (26—34): 26 — Паргуаза, 27 — Сурикусу, Мусайа, 28 — провинция Питинга (комплекс Мапуэра), 29—33 — провинция Рондония (29 — Сьерра-да-Провиденсиа, 30 — Сан-Антонио, Теотонио, 31 — Сан-Лоренцо-Карипунас, 32 — Санта-Клара, Молодые Граниты Рондонии, 33 — Алто-Кадеяс), 34 — Иту; 35—36 — Африка: 35 — Вади-Ховар, 36 — Габороне; 37—39 — Сибирская платформа: 37 — Приморский, 38 — Каларский, 39 — Улкан-Джугджурский; Северо-Китайская платформа (40—42): 40 — Шачанг, Лэнинг, Дамайо, Австралия: 41 — Сибелла, Теннант-Крик, 42 — Голер-Рэндж.

Таблица 1

Типы магматических ассоциаций, содержащих граниты рапакиви

Анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная	Анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная	Габбро-рапакивигранит-фоидитовая	Рапакивигранит-шошонитовая
Группы магматических ассоциаций, включающих граниты рапакиви (с примерами конкретных комплексов) и их возраст, млрд лет			
Анортозит-чарнокитовая 2.62 — Каларский, Сибирская платформа 1.80—1.79 — Лофотен-Вестерален, Балтийский щит 1.16—1.01 —Лабревилл, Морин и др., провинция Гренвилл, С.-Американская платформа 0.93—0.92 — Роголанд, Свеконорвежская зона, Балтийский щит 0.61 — Губер, Антарктида *Анортозит-мангерит-гранитная* 1.44—1.43 — Ларами, С.-Американская платформа *Анортозит-рапакивигранитная* 1.79—1.50 — комплексы западной части В.-Европейской платформы *Мангерит-рапакивигранитная* 1.57—1.39 — Сьерра-да-Провиденсиа, Сант-Антонио и др., Амазонский кратон, провинция Рондония *Рапакивигранитная* 1.76—1.75 — Нуэлтин, север С.-Американской платформы 1.59—1.60 — Хилтаба, ЮВ Австралия, провинция Голер 1.54—1.31 — Паргуаза, Сан-Лоренсо-Карипунас, Алто-Кандейас и др., Амазонский кратон	*Анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная* 1.74—1.70 —Улкан-Джугджурский, Сибирская платформа 1.35—1.29 — Найн, С.-Американская платформа, провинция Найн *Мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная* 1.24 —Стрэндж-Лейк, С.-Американская платформа, провинция Рэй *Рапакивигранит-щелочногранитная* 1.83— Мапуэра, Амазонский кратон, провинция Питинга 1.79 — Телес-Пайрес, Амазонский кратон 1.08—0.97 — Санта-Клара и Молодые Граниты Рондонии, Амазонский кратон, провинция Рондония 1.09—1.08 — Пайкс-Пик, С.-Американская платформа	1.35 — Бердяушский плутон, В.-Европейская платформа, Ю. Урал	1.88—1.84 — Ю.-Сибирский магматический пояс, ЮЗ обрамление Сибирской платформы 0.62—0.58 — магматический пояс Плурисериал — Рибейра, складчатый пояс Рибейра, Ю. Бразилия 0.6 — магматический пояс Вади-Ховар, В.-Африканский ороген

1.8—1.0 млрд лет. В более или менее полном виде, когда присутствуют почти все члены этой ассоциации, она проявлена, по-видимому, только в комплексе Ларами (США). Чаще всего какие-то ее члены выпадают или проявлены редуцированно. В рамках ряда конкретных магматических комплексов, в котором последовательно снижается роль пород основного состава и усиливается роль пород кислого состава, можно выделить пять устойчивых групп этой ассоциации: анортозит-чарнокитовая, анортозит-мангерит-гранитная, анортозит-рапакивигранитная, мангерит-рапакивигранитная и рапакивигранитная (табл. 1).

1.1.1. Анортозит-чарнокитовая группа

Магматические комплексы этого типа стоят в этом ряду особняком. Они встречаются исключительно в коллизионных орогенах гималайского типа, для которых характерны сложная складчатость, тектонические покровы, меланж, а вмещающие породы метаморфизованы в условиях гранулитового метаморфизма высоких давлений. Для этой группы характерен самый широкий возрастной диапазон формирования от 2.62 млрд лет — каларский комплекс (Сальникова и др., 2004) до 0.61—0.51 млрд лет — комплексы Губер и Экехёрнер в Антарктиде; (Marki et al., 2004). В формировании плутонов этого типа можно выделить несколько импульсов, имеющих глобальный характер: 2.7—2.6, 1.9—1.8, 1.16—0.93 и 0.61—0.51 млрд лет. Наиболее мощно проявился импульс 1.16—0.93 млрд лет. Типичными представителями магматизма этого периода являются анортозит-чарнокитовые комплексы Гренвиллского оргена: Лабревилл, Морин, Сант-Амбройс и др., образующие гигантский плутонический пояс протяженностью около 1900 км (рис. 3), сформированный в результате трех сближенных магматических событий — 1.16—1.13, 1.09—1.05 и 1.02—1.01 млрд лет (Higgins, Breemen, 1996; Corrigan, Hanmer, 1997) и комплекс Роголанд в Юго-Западной Норвегии (0.93 млрд лет; Bole et al., 2003). Там же, в Норвегии, выявлен и более древний (1.80—1.79 млрд лет) комплекс о-вов Лофотен—Вестерален такого же типа (Corfu, 2004) (рис. 4).

Для плутонов этого типа характерно зональное строение. Центральные их части сложены преимущественно анортозитами, окруженными по периферии мафическими породами расслоенной серии (габбро, габбронориты, троктолиты, йотуниты, мангериты). Внешнее кольцо плутонов представлено гранитоидами, среди которых преобладают чарнокиты, кварцевые монцониты и сиениты; реже встречаются граниты рапакиви. Породы кислого состава имеют ограниченное развитие. В некоторых хорошо изученных плутонах этого типа выявлено композитное строение, когда крупный плутон состоит из нескольких более мелких практически одновозрастных массивов. Характерной особенностью анортозитов является присутствие агрегатов мегакрист (до 1 м в длину) плагиоклаза и высокоглиноземистого ортопироксена. Как было показано (Duchesne, Maqil, 1987) на примере плутона Роголанд, кристаллизация этих мегакрист происходила в глубинной магматической камере, при давлении 10—12 кбар, а становление массивов — около 5 кбар. Это является главным аргументом в пользу модели о полибарической кристаллизации анортозитов «massif type» (Ashwal, 1993).

В отличие от всех остальных рассматриваемых анортозитсодержащих магматических ассоциаций, формирование которых по возрасту оторвано от складчатости и метаморфизма вмещающих пород на сотни миллионов лет, для анортозит-чарнокитовых комплексов этот разрыв минимален — как правило,

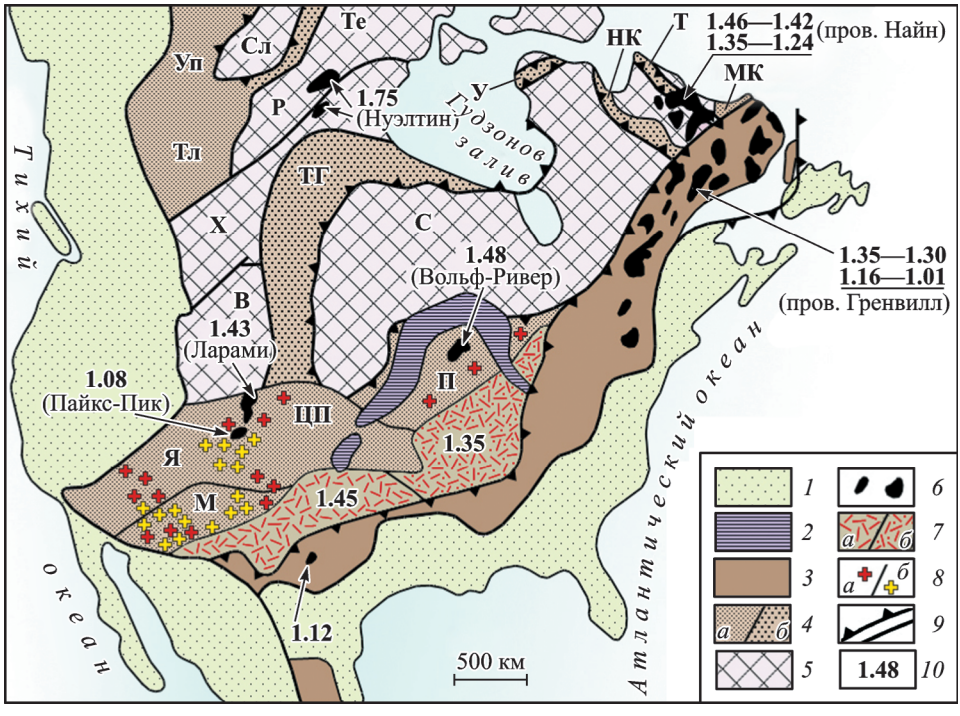


Рис. 3. Схема размещения протерозойских плутонов, содержащих граниты рапакиви и близкие к ним внутриплитные граниты на Северо-Американской платформе. Использованы данные: Hoffman (1989); Rivers (1997); Anderson, Morrison (1992, 2005); Van Schmus et al. (1996); Menuge et al. (2002).

1 — фанерозойские складчатые пояса; *2* — Мидконтинент-Рифт (1.11—1.10 млрд лет); *3* — Гренвиллская провинция (1.70—1.10 млрд лет); *4* — палео- и мезопротерозойские складчатые пояса: *а* — аккреционные, *б* — коллизионные (М — Мазатзал, 1.66—1.60 млрд лет); Я — Явапай, ЦП — Централ-Плэйнс (1.76—1.70 млрд лет); П — Пенокийский (1.90—1.81 млрд лет); НК — Нью-Квебек (~ 1.84 млрд лет); Т — Торнгэйт (1.86—1.74 млрд лет); Те — Телон, Тл — Тэлтсон, Уп — Уопмэй (1.98—1.84 млрд лет); У — Унгэйва, ТГ — Транс-Гудзонский, МК — Макковик (1.90—1.79 млрд лет); *5* — архейские кратоны (Сл — Слэйв, Р — Рэй, С — Суперио, В — Вайоминг, Х — Хёрн); *6* — интрузии гранитов рапакиви (ильменитовая серия) и ассоциирующих пород; *7—8* — внутриплитные мезопротерозойские граниты рапакиви и рапакивиподобные граниты (магнетитовая серия): *7* — Гранит-риолитовая провинция (*а* ~ 1.47, *б* ~ 1.37 млрд лет); *8* — отдельные плутоны гранитов (преимущественно 1.48—1.35 млрд лет): *а* — метглиноземистые биотит-амфиболовые, *б* — высокоглиноземистые двуслюдяные; *9* — главные надвиги и разломы; *10* — возрастные интервалы формирования интрузий гранитов рапакиви и ассоциирующих пород (подчеркнуты наиболее значимые).

меньше 30 млн лет. Внедрение плутона Роголанд (931 млн лет) следовало после фазы регионального метаморфизма, связанного с коллизионным событием в Свеконорвежском орогене, — 1024—970 млн лет (Bingen, van Breemen, 1998a). В то же время само внедрение плутона сопровождалось HT/LP статическим метаморфизмом гранулитовой фации — 930—925 млн лет (Bingen, van Breemen, 1998b). Температура и давление в осумилитовой зоне составляют 850—800 ºС и 5.5 кбар, причем эта оценка давления метаморфизма полностью соответствует давлению кристаллизации пород плутона Роголанд (Bogaers et al., 2003).

Необходимо также отметить, что с комплексами анортозит-чарнокитовой группы иногда ассоциируют магматические породы шошонитовой и ультракалиевой серий. Примером такой ассоциации являются молодые анортозит-чарнокитовые интрузии (1.09—1.05 и 1.02—1.01 млрд лет) провинции Гренвилл. В юго-западной части провинции с ними ассоциируют эти породы (1.09—1.08 млрд лет), образующие плутонический пояс протяженностью 450 км (Corriveau, Gorton, 1993). Подобная ассоциация с высоко- и ультракалиевыми породами сближает чарнокит-анортозитовые комплексы с РГШ магматической ассоциацией.

Типичным представителем анортозит-чарнокитовой группы Сибирской платформы является каларский комплекс, являющейся к тому же древнейшим представителем рассматриваемой магматической ассоциации. Возможными возрастными аналогами этого комплекса могут быть интрузии Анабарского щита, Кейвского блока Балтийского щита и Луис-Лейк батолит, расположенный в США, в западной части кратона Вайоминг. Однако в интрузиях Кейвского блока (Цагинская, Пачинская, Медвежьеозерская и др.) с возрастом 2.68—2.66 млрд лет (Митрофанов и др., 2005) и Анабарского щита с возрастом 2.70 млрд лет (неопубликованные данные автора), фельзические породы развиты крайне ограниченно, тогда как батолит Луис-Лейк (2.63 млрд лет) сложен почти исключительно высококалиевыми чарнокитами (Frost et al., 2000).

Каларский комплекс

Геологическое положение и возраст. К каларскому комплексу относятся два сближенных, вытянутых в субширотном направлении массива анортозитов — Куронаахский и Имангакитский, расположенных в пределах Курультинского блока зоны сочленения раннедокембрийских структур Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области (рис. 5). Зона сочленения представляет собой гигантскую зону тектонического меланжа, включающую серию тектонических блоков, сложенных преимущественно высокобарическими гранулитами, и протягивающуюся в субширотном направлении более чем на 1000 км. Рассматриваемые массивы представляют собой пологопадающие плитообразные тела протяженностью до 60 км. Вмещающие породы сложены мигматизированными плагиогнейсами и кристаллосланцами курультинской толщи, а также телами синметаморфических эндербитов и чарнокитов. В экзоконтактовых зонах массивов наблюдаются высокотемпературные гранат-пироксеновые роговики по вмещающим породам (Прияткина, Лаврович, 1985).

Возраст каларского комплекса до недавнего времени оценивался с помощью U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изохронных методов в широком диапазоне — от позднего архея (~2.7 млрд лет) до позднего палеопротерозоя — 1698±42 млн лет (Виноградов, 1986; Левченков и др., 1987; Суханов, Журавлев, 2002). Недавно проведенные геохронологические исследования U-Pb методом различных пород Куронаахского массива (чарнокит, метагаббро и анортозит) продемонстрировали, что их формирование укладывается в достаточно «узкий» интервал времени — 2623±23 млн лет, подтверждая их когенетичность, а также то, что высокоградное метаморфическое преобразование этих пород имело место 1849±15 млн лет назад (Сальникова и др., 2004). Кроме того, было установлено, что возраст вмещающих синметаморфических эндербитов и чарнокитов, предшествовавших внедрению массивов каларского комплекса, варьирует в пределах 2627±16—2612±16 млн лет (Ларин и др., 2006а). Метаморфическое событие, с которым сопряжено формирование этих пород, связывается с амальгамацией и последующей коллизией террейнов, ныне представляющих собой позднеархейское гранулитовое основание Джугджуро-Становой складчатой области, с Олёкмо-Алданской континентальной микроплитой (Ларин и др., 2004; Глебовицкий

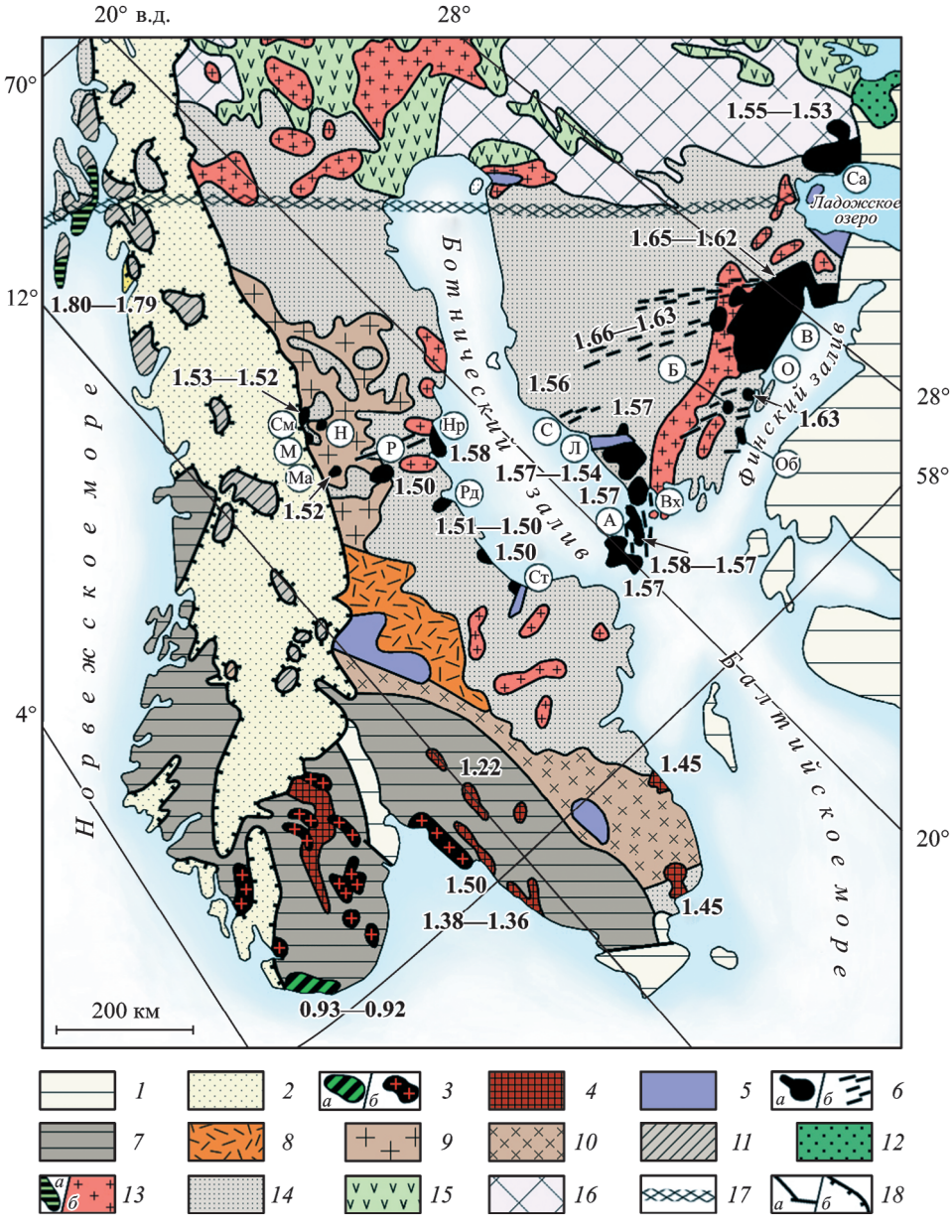


Рис. 4. Схема размещения плутонов гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Балтийского щита.

1 — фанерозойские образования чехла Восточно-Европейской платформы и грабена Осло; *2* — каледониды; *3* — поздние (1.00—0.90 млрд лет) свеконорвежские интрузии (*а* — чарнокит-анортозитовый плутон Роголанд; *б* — высококалиевые граниты А-типа, типа Бохуса); *4* — постготские «анорогенные?» интрузии 1.50—1.13 млрд лет (к востоку от грабена Осло — 1.50—1.20, к западу — до 1.13 млрд лет); *5* — йотнийские грабены (осадочные и вулканогенные породы, силлы диабазов, 1.46 млрд лет); *6* — субйотнийские (1.66—1.50 млрд лет) магматические комплексы (*а* — анортозит-рапакивигранитные массивы, *б* — рои даек диабазов и кварцевых порфиров); *7* — свеконорвежский домен (1.70—1.55 млрд лет); *8—11* — Трансскандинавский вулканоплутонический пояс:

и др., 2006, 2009). В пределах погрешностей возраст пород каларского комплекса и гранулитового метаморфизма перекрывается, а это означает, что временной разрыв между коллизионным событием и становлением массивов каларского комплекса был очень невелик.

Геологическое строение и петрография. Массивы каларского комплекса имеют зональное строение и сложены преимущественно анортозитами. В краевых частях они переходят в меланократовые основные породы, обладающие грубой расслоенностью. Внешняя зона представлена чарнокитами, оконтуривающими оба массива с севера. Все породы каларского комплекса испытали гранулитовый метаморфизм умеренных (6—7 кбар) давлений (Магматические…, 1985), а также более поздний диафторез.

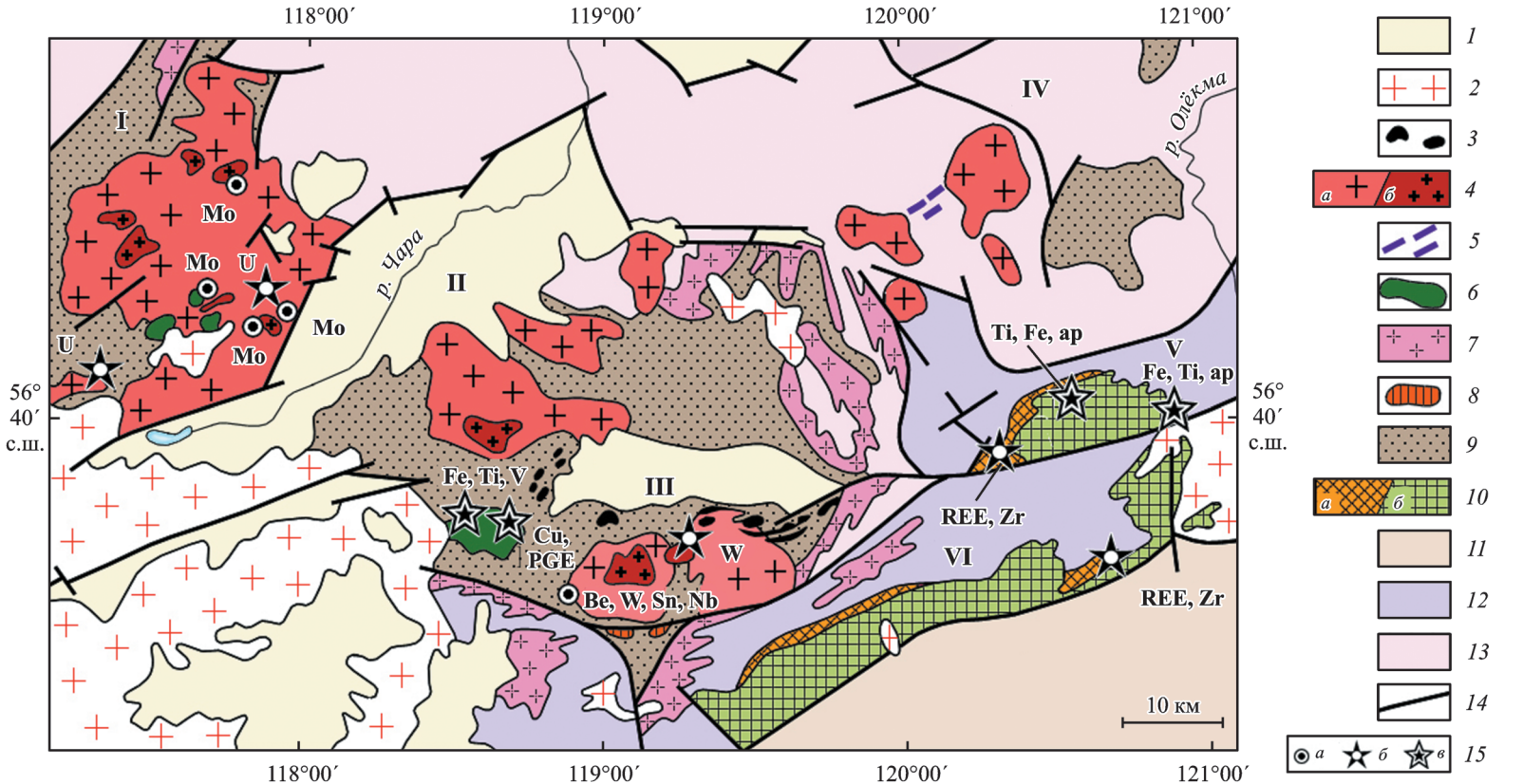
Неравномерно катаклазированные и перекристаллизованные анортозиты преобладают в составе комплекса. Состав главного породообразующего минерала анортозитов — плагиоклаза — в зависимости от степени метаморфических преобразований варьирует от лабрадора до олигоклаза при явном преобладании андезина (Баженова, 1974; Суханов, 1984). Среди темноцветных минералов преобладает гиперстен, который имеет вторичное, метаморфическое, происхождение. Реже встречается инвертированный пижонит, реликтовый минерал первичномагматического парагенезиса. С ним иногда ассоциирует клинопироксен — твердый раствор авгита и пижонита. Кроме того, иногда отмечаются вторичная роговая обманка и порфиробласты граната.

Породы меланократового «краевого комплекса» представлены габброноританортозитами, габброноритами, габбро, йотунитами и реже кумулатами ультрамафических пород. Минеральный состав габброидов в целом идентичен таковому анортозитов, но с преобладанием Fe-Mg-силикатов. В ультраосновных породах присутствует форстерит. В йотунитах с плагиоклазом ($An_{35—45}$), имеющим антипертитовую структуру, ассоциируют ортопироксен, авгит и апатит. Интеркумулус в них представлен титаномагнетитом, ильменитом, мезопертитом, коричневым биотитом, иногда кварцем.

Чарнокиты по составу варьируют от кварцевых монцонитов до гранитов. Пироксен- и амфиболсодержащие кварцевые монцониты и кварцевые сиениты отнесены к чарнокитам I типа, развитым в приконтактовых зонах массивов, тогда как биотитовые и амфиболбиотитовые гнейсовидные граниты — к чарнокитам II типа, образующим небольшие субсогласные тела на некотором удалении от массивов (Суханов, Ваганов, 1991). Породообразующие минералы чарнокитов представлены авгитом, гиперстеном, гастингситом, коричневым биотитом, фа-

---

8 — вулканоплутонический комплекс Дала, включая субвулканические граниты Сильян, Гамберг и Ратан (А-тип, 1.71—1.68 млрд лет), *9* — граниты Ревзунд (А-I-тип, 1.80—1.77 млрд лет), *10* — вулканоплутонический комплекс Смолланд—Вермланд (I-тип, активной континентальной окраины, 1.85—1.79 млрд лет), *11* — нерасчлененные магматические образования; *12* — впадины вепсия на Карельском кратоне (терригенные образования, дайки и силлы диабазов, 1.76 млрд лет); *13* — позднесвекофеннские постколлизионные интрузии, 1.82—1.77 млрд лет (*а* — чарнокит-анортозитовый комплекс островов Лофотен-Вестерален, *б* — высококалиевые гранитоиды); *14* — свекофеннские супракрустальные образования и раннесвекофеннские гранитоиды; *15* — раннепротерозойские субплатформенные впадины Карельского кратона (сумий, ятулий, людиковий); *16* — архейское основание Карельского кратона; *17* — граница областей распространения архейской и раннепротерозойской коры; *18* — дизъюнктивные нарушения (*а* — разломы, *б* — надвиги). Плутоны гранитов рапакиви (буквы в кружках): А — Аланд, Б — Бодом, В — Выборгский, Вх — Вехмаа, Л — Лайтила, М — Муллнасет, Ма — Мардсо, Н — Нордсо, Нр — Нордингра, О — Онас, Об — Оббнас, Р — Рагунда, Рд — Родо, Са — Салминский, С — Сиипи, См — Стомсунд, Ст — Стромсбро.


118°00′
119°00′
120°00′
121°00′
56° 40′ с.ш.
I
II
III
IV
V
VI
Mo
Mo
Mo
U
U
Mo
Fe, Ti, V
Cu, PGE
W
Be, W, Sn, Nb
Ti, Fe, ap
Fe, Ti, ap
REE, Zr
REE, Zr
р. Чара
р. Олёкма
10 км
1
2
3
4
а
б
5
6
7
8
9
10
а
б
11
12
13
14
15
а
б
в

ялитом, пертитом, антипертитовым плагиоклазом и кварцем. При этом Fe-Mg-силикаты отличаются экстремально высокой железистостью. Среди акцессорных минералов чарнокитов встречаются титаномагнетит, апатит, циркон, монацит и гранат. Становление пород происходило при давлении 7—8 кбар (Магматические горные …, 1985).

Геохимия. Породы каларского комплекса принадлежат к субщелочной серии, и для них характерно бимодальное распределение составов относительно SiO_2 (табл. 2). Для анортозитов свойственны крайне низкие концентрации большинства элементов-примесей, за исключение Sr и Ba. Габброиды по сравнению с анортозитами несколько обогащены P, Ti, Cr, Ni, Co и HFS-элементами. Крайне низкие содержания характерны и для REE, однако в целом спектры распределения REE являются типичными для «massif type anorthosite» (табл. 3, рис. 6) и резко отличается от таковых для другого типа анортозитов − «архейских мегакристовых анортозитов» (см.: Ashwal, 1993; Wiebe, 1992). Характерны обогащение LREE и резко выраженные положительные Eu аномалии ($[La/Yb]_N$ = 18.3—12.4; Eu/Eu* = = 6.7—2.8). Спайдерграмма, нормированная к примитивной мантии (рис. 7), фиксирует негативные аномалии Rb, Nb, Ta, Zr, Hf, Y, HREE и крупные позитивные аномалии Ba, K, Sr и Eu. В габброидах появляются позитивные аномалии Ti и P. Йотуниты отличаются от других меланократовых пород комплекса высокими содержаниями Fe, Ti, P, K, Ba, Zr, Hf, Ta, REE и более низкими Cr, Ni и Co (Суханов, Ваганов, 1991).

Чарнокиты в основном низкоглиноземистые (A/CNK = 0.81—1.01) и относятся к породам щелочно-известковой серии. Соотношения щелочей в породах повышенной основности примерно одинаковые, но по мере увеличения кремнекислотности роль калия существенно возрастает. Характерна высокая железистость этих пород (f = FeO*/FeO* + MgO > 0.9). Из элементов-примесей типичны высокие содержания HFS-элементов, а также LREE и Ba. Спайдерграммы (рис. 7) демонстрируют для чарнокитов I типа отрицательные аномалии Rb, Ta, Th, Sr, Ti и P и положительные Ba, Zr и Hf. Чарнокиты II типа более дифференцированы. Для них также характерны более высокие содержания калия, Rb, Th, Ta и более низкие Ba, Sr, P, Zr, Hf, HREE. В распределении REE для чарнокитов I типа (рис. 6) характерны обогащение LREE ($[La]_N$ = 302.4—163.5; $[La/Yb]_N$ = 9.3—5.0),

---

Рис. 5. Схематическая геологическая карта Кодаро-Удоканского района (Алданский щит).

1 — фанерозойские осадочные породы и кайнозойские базальты; *2* — фанерозойские гранитоиды; *3* — долериты дороссского комплекса (R); *4—6* — магматические образования Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса (1.88—1.84 млрд лет): *4* — граниты кодарского комплекса (*а* — порфировидные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, *б* — мелкозернистые порфировидные биотитовые лейкограниты); *5* — дайки лампроитов ханинского комплекса, *6* — мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузии чинейского комплекса; *7* — синколлизионные граниты куандинского и ничатского комплексов (1.90—1.89 млрд лет); *8* — щелочные граниты катугинского комплекса (2.07 млрд лет); *9* — метаосадочные породы удоканской серии (PR_1); *10* — анортозит-чарнокитовый каларский комплекс (*а* — чарнокиты, *б* — анортозиты и габброиды; 2.62 млрд лет); *11* — становой комплекс супракрустальных пород (PR_1?); *12* — высокобарические гранулиты, чарнокиты и эндербиты курультинского блока (AR_2); *13* — тоналиты, гнейсограниты, граниты, кристаллические сланцы и метавулканиты Олёкминской гранит-зеленокаменной области (AR_2); *14* — разрывные нарушения; *15* — рудные объекты, связанные с породами Южно-Сибирского магматического пояса и каларского анортозит-чарнокитового комплекса: *а* — рудопроявления, *б—в* — месторождения (*б* — мелкие и средние, *в* — крупные и уникальные). I—VI — массивы магматических пород: I — Кодарский, II — Кеменский, III — Каларский, IV — Ханинский, V — Куронаахский, VI — Имангакитский.

Химический состав представительных образцов магматических

Компоненты	Каларский комплекс						
	Куронаахский массив				Имангаканский		
	КА-12	КА-13	КА-4	1267*	А-80-1*	203-8*	
	An		Gb	Cht-I	An	Cht-I	
SiO_2	54.6	53.19	48.7	62.14		60.73	
TiO_2	0.09	0.42	1.3	0.85		1.09	
Al_2O_3	25.1	25.34	18.4	13.85		15.59	
Fe_2O_3	2.00	4.01	14.4	10.07		2.60	
FeO						7.78	
MnO	0.02	0.05	0.16	0.18		0.14	
MgO	0.98	1.91	4.5	0.53		0.60	
CaO	10.5	9.03	7.6	3.24		3.96	
Na_2O	5.50	4.89	3.80	3.99		3.38	
K_2O	0.43	0.53	0.33	4.21		2.99	
P_2O_5	0.053	<0.05	0.16	0.22		0.16	
П.п.п.	<0.30	0.70	<0.30	0.20		0.50	
Rb	2.6	3.5	3.1	21	10	45	
Ba	230	361	211	320	420	3510	
Sr	485	437	372	235	620	685	
Zr	4.3	7.1	14.7	3145	30	720	
Hf	0.17	0.22	0.44	55.80	0.65	23.0	
Y	0.85	2.39	4.90				
Ta	0.02	0.06	0.08	1.70		0.65	
Nb	0.47	0.95	1.80				
Th	0.15	0.37	0.13	3.13	0.70	3.36	
U	0.02	0.06	0.05	2.66		1.33	
Cr	52	269	323	28	18	17	
Co	12	18	63	23	10	6	
Ni	19	52	206	54		5	
V	10	53	195				
Zn	5.22	27.63	107.0				

Примечание. Здесь и далее приведены сокращения названий горных пород: A — андезит; Ab — An — анортозит; ASy — щелочной сиенит; B — базальт; BAGr — крупнозернистый биотит-амфиболовый видный гранодиорит; BMGr — биотит-мусковитовый гранит; B-R — породы основного состава; C — FBGr — мелкозернистый биотитовый гранит; Gr — гранит; G-An — габброанортозит; Gb — габбро; Gbd — GP — гранит-порфир; G-R — гранит рапакиви; Grd — грорудит; Grt — гранулит; HAG — высокоглино инклав; Mnz — монцонит; N-Sy — нефелиновый сиенит; Ol-G-An — оливиновый габброанортозит; QLt — онгориолит; Q-Sy — кварцевый сиенит; QSy-R — кварцевый сиенит рапакиви; P-AG — пироксен-амфи терлит; R — риолит; RGr — рибекитовые и рибекит-эгириновые граниты; T — трондьемит; TDc — трахида отмечены данные М. К. Суханова и П. А. Ваганова (1991).

Таблица 2

пород каларского комплекса и вмещающих гранитоидов

		Синметаморфические чарнокиты и эндербиты			
массив		Джелуйский массив		Алтуальский массив	
203-10*	8013-7*	3706	3713	3796-1	3905
Cht-I	Cht-II	End		Cht	
63.16	71.31	69.70		71.65	71.42
1.06	0.45	0.37		0.25	0.40
13.79	13.26	15.45		14.01	12.78
2.62	1.12	1.45		0.94	2.35
7.85	3.36	1.89		1.96	2.46
0.11	0.04	0.04		0.04	0.05
0.75	0.20	1.33		0.88	0.47
2.96	1.50	3.71		1.18	1.89
3.13	3.38	4.73		3.65	3.52
3.42	4.56	1.18		5.31	4.54
0.13	0.04	0.14		0.14	0.13
0.80	0.40	0.55		0.57	0.41
96	158	20.6	52.1	65.6	35.3
4615	1545	361	2238	896	2919
405	125	453	220	103	209
1495	850	101	91.8	212	345
41.4	16.0	2.45	2.42	5.55	7.33
		3.54	21.07	29.86	18.87
1.10	2.05	0.17	0.60	0.40	0.41
		4.56	14.26	14.20	11.21
2.35	13.30	3.56	1.17	10.00	2.10
1.75	1.34	0.22	0.34	0.37	0.23
36	15	23	18	31	14
13	3	6	3	2	2
	45	19	14	19	6
		22	3	3	<1
		47.03	44.50	36.84	47.95

абсарокит; AB — андезитобазальт; A-EGr — астрофиллит-эгириновый гранит; A-G — щелочной гранит; гранит; B-AG — биотит-амфиболовый порфировидный гранит; B-AGD — биотит-амфиболовый порфировый комендит; CBGr — крупнозернистый биотитовый гранит; Cht — чарнокит; Dl — долерит; End — эндербит; габбродиабаз; GD — гранодиорит; G-Mz — габбромонцонит; GN — габбронорит; Gn-G — гнейсогранит; земистое габбро; Jt — йотунит; L — лампрофир; LFGr—Li-F — гранит; Lt — латит; ME — мафический кварцевый латит; QMnz — кварцевый монцонит; OGr — овоидный биотит-амфиболовый гранит; OR — боловые граниты; PGr — порфировидный биотит-амфиболовый гранит эндоконтактовой зоны; Pt — пицит; Tn — тоналит; TR — трахириолит; TRD — трахириодацит; Sy — сиенит; Vt — выборгит. Звездочкой

Таблица 3

Содержания REE в магматических породах каларского и приморского комплексов, ppm

Компоненты	Каларский комплекс							Приморский комплекс					
	Анортозитовая фаза			Чарнокитовая фаза				Первая фаза				Вторая фаза	
	КА-12	КА-13	КА-4	203-10*	203-8*	1267*	8013-7*	1192**	1204**	5836**	5837**	1184**	1199**
	An	An	Gb	Cht-I	Cht-I	Cht-I	Cht-II	O.Gr	O.Gr	O.Gr	O.Gr	F.B.Gr	F.B.Gr
	ICP MS	ICP MS	ICP MS	INA	INA	INA	INA	ICP MS	ICP MS	ICP MS	ICP MS	ICP MS	ICP MS
La	2.29	3.42	4.21	69.00	60.00	111.00	86.00	53.33	70.99	41.80	72.94	184.48	43.63
Ce	4.11	7.25	9.16	128.0	144.0	244.0	156.0	111.0	124.6	86.37	135.1	349.3	71.56
Pr	0.44	0.63	0.84					11.08	14.85	8.69	15.7	29.01	7.75
Nd	1.48	3.21	4.21	52.00	59.00	128.00	61.00	42.31	53.97	34.55	60.52	85.39	25.39
Sm	0.28	0.60	0.88	12.70	9.60	32.00	11.80	7.67	9.78	6.26	11.51	11.47	4.55
Eu	0.53	0.52	0.69	4.73	7.2	5.63	2.76	2.28	3.41	3.17	4.25	1.08	0.62
Gd	0.21	0.53	0.98					7.26	8.48	5.5	9.79	7.94	4.23
Tb	0.03	0.09	0.14	1.97	1.70	5.22	1.70	1.03	1.15	0.79	1.32	0.95	0.64
Dy	0.15	0.37	0.87					5.34	6.58	4.14	6.68	4.28	3.71
Ho	0.03	0.07	0.20					1.12	1.34	0.83	1.44	0.84	0.86
Er	0.09	0.21	0.57					3.18	3.7	2.57	3.82	2.39	2.72
Tm	0.01	0.03	0.08					0.66	0.79	0.56	0.74	0.43	0.55
Yb	0.08	0.19	0.44	5.00	5.88	14.90	5.18	3.01	3.78	2.58	3.51	2.45	2.89
Lu	0.01	0.03	0.08					0.37	0.47	0.27	0.56	0.28	0.40
$[La/Yb]_N$	18.32	12.40	6.44	9.32	6.90	5.03	11.22	11.97	12.69	10.95	14.04	50.88	10.2
$[La/Sm]_N$	5.06	3.59	3.00	3.42	3.93	2.18	4.59	4.38	4.57	4.2	3.99	10.12	6.03
$[Gd/Yb]_N$	2.00	2.30	1.79	1.83	1.35	1.65	1.60	1.95	1.82	1.73	2.26	2.63	1.19
Eu/Eu*	6.69	2.83	2.26	1.20	2.27	0.55	0.77	0.93	1.15	1.65	1.22	0.35	0.43

Примечание. Одной звездочкой отмечены аналитические данные М. К. Суханова и П. А. Ваганова (1991); двумя — В. И. Левицкого и др. (2002); ICP MS, INA — виды анализа.

сравнительно невысокая степень фракционированности в области MREE-HREE ($[Gd/Yb]_N$ = 1.8—1.3) и широкие вариации значений Eu/Eu* (2.27—0.77). Наименее «продвинутые» чарнокиты I типа имеют положительную Eu аномалию, а также низкие содержания калия и наиболее высокие концентрации Ba и Sr. Вероятнее всего, эти геохимические особенности обусловлены присутствием кумулятивного плагиоклаза. В более дифференцированных разностях возрастают содержания калия, REE, HFS элементов, резко снижается количество Ba и Sr и углубляется отрицательная Eu аномалия (до 0.55). Спектр REE чарнокитов II типа в целом близок к спектрам чарнокитов I типа, но более фракционирован ($[La/Yb]_N$ = 11.24) и имеет отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu* = 0.77).

На дискриминационных диаграммах (рис. 8) чарнокиты попадают в поля внутриплитных гранитов и гранитов A-типа. По геохимическим особенностям они близки к неопротерозойским чарнокитам аналогичных комплексов провинции Гренвилл и массива Роголанд (Higgins, Breemen, 1996; Bole et al., 2003). Обогащенность HFS-элементами, наличие первичномагматического фаялита, экстремально высокая железистость пород и Fe-Mg-силикатов свидетельствуют о принадлежности этих чарнокитов к «восстановленным гранитам типа рапакиви» (Frost, Frost, 1997).

Высоко- и ультракалиевые магматические комплексы, которые, как отмечалось выше, иногда ассоциируют с плутонами анортозит-чарнокитовой группы и идентичны им по возрасту, несколько отличаются от них по своим геохимическим и петрологическим особенностям. Например, для неопротерозойских комплексов этого типа провинции Гренвилл и Южной Норвегии характерны значительное обогащение LIL-элементами (особенно Ba и Sr) по отношению к HFSE (Corriveau, Gorton, 1993), повышенная фугитивность кислорода (NNO/NNO + 1), а также насыщенность водой — до 6% (Bogaers et al., 2003), что типично для пород шошонитовой серии.

1.1.2. Анортозит-мангерит-гранитная группа

Комплекс Ларами

Геологическое положение и возраст. Типичным представителем этой группы является комплекс Ларами в США. Громадный батолит, сложенный породами этого комплекса, приурочен к сутурной зоне, разделяющей архейский кратон Вайоминг и протерозойский складчатый пояс (см. рис. 3). Батолит хорошо изучен, и его краткая характеристика приведена по многим публикациям (Mitchell et al., 1995; Scoates, Frost, 1996; Frost et al., 1999, 2002; Scoates, Chamberlain, 2003; Anderson et al., 2003). Формирование батолита происходило в возрастном интервале 1440—1430 млн лет. В его составе выделяются три основные группы пород: анортозиты, монцониты и граниты. Преобладают граниты, образующие в его южной части крупный плутон Шерман (~ 1300 км^2). Анортозиты образуют в северной части батолита массив Ларами (800 км^2). Серия сравнительно небольших тел монцонитов располагаются по периферии этого массива.

Геологическое строение и петрография. Анортозитовый массив Ларами состоит их трех интрузивных тел, ядерные части которых сложены мегакристовыми анортозитами, перемежающимися с лейкотроктолитами и троктолитами. По периферии этих тел развита расслоенная серия габброидов. Главные минералы: плагиоклаз ($An_{43—55}$), клинопироксен и оливин ($Fo_{35—67}$). Кроме того, в подчиненном количестве присутствуют инвертированный пижонит или ортопироксен, ильменит, магнетит, интерстициальный ортоклаз-пертит и апатит. Анортозиты

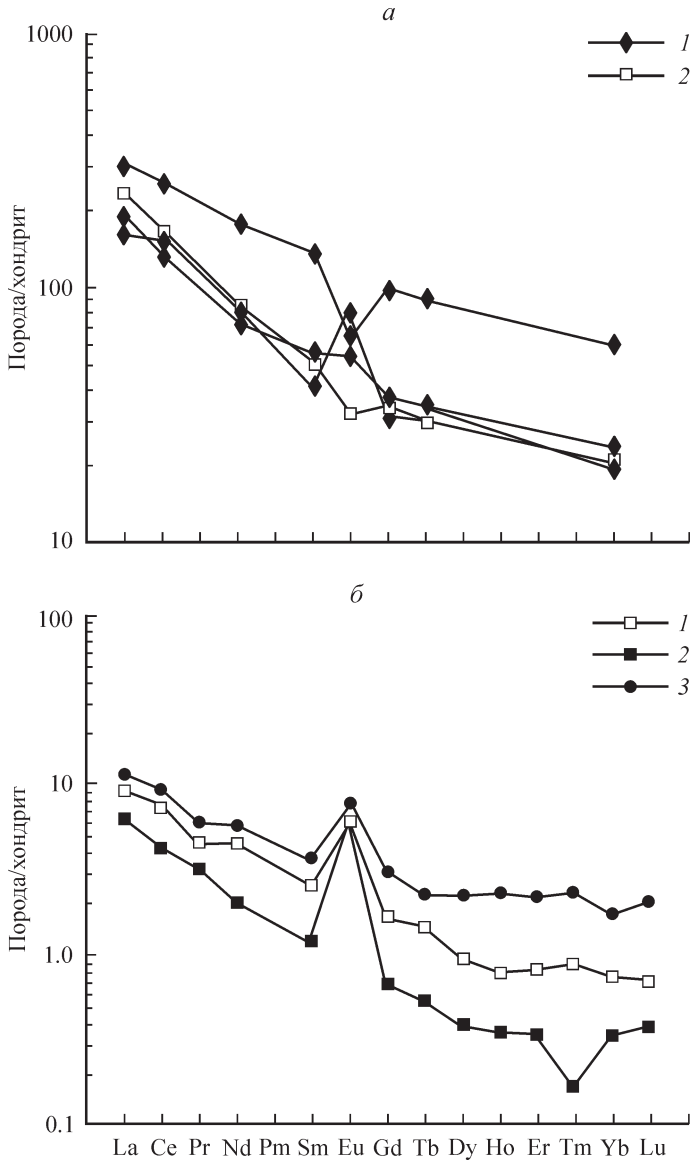


Рис. 6. Графики распределения REE в породах каларского анортозит-чарнокитового комплекса. Здесь и далее — нормировано по хондриту (Taylor, McLennan, 1985).

а — чарнокиты: *1* — I тип, *2* — II тип; *б* — основные породы: *1* — габбро-анортозиты, *2* — анортозиты, *3* — метагаббро.

содержат мегакристы (до 1 м) высокоглиноземистого орто-, реже клинопироксена. Мегакристы насыщены регулярно ориентированными ламелями плагиоклаза (до An_{92}), образующегося при распаде первично-гомогенного обогащенного Al пироксена. Этот высокоглиноземистый пироксен представляет собой ранний продукт высокобарической (10—12 кбар) кристаллизации из базальтового расплава родоначального анортозитам.

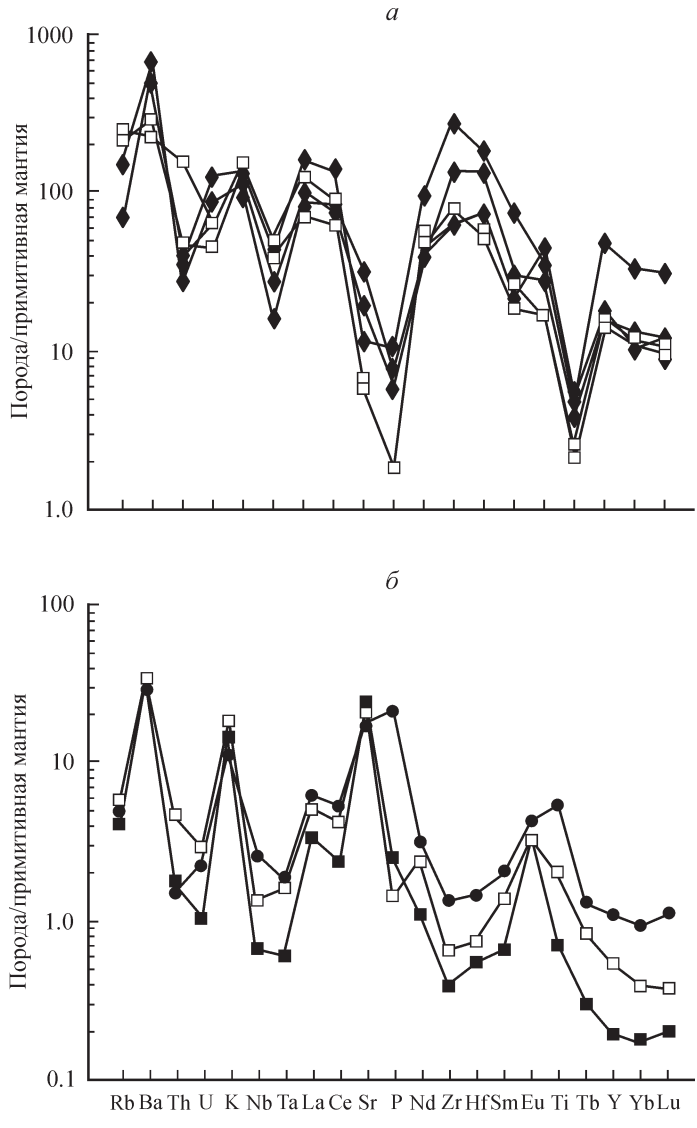


Рис. 7. Спайдерграммы для пород каларского анортозит-чарнокитового комплекса. Здесь и далее — нормировано по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

а — чарнокиты, *б* — основные породы. Усл. обозн. см. рис. 6.

Среди основных пород присутствуют еще две группы наиболее поздних и наименее распространенных пород, образующих небольшие тела и дайки: ферродиориты и высокоглиноземистые габбро. К ферродиоритам относятся породы, варьирующие по составу от феррогаббро до йотунита. Главные минералы этих пород: плагиоклаз (~An_{23}—An_{45}), инвертированный пижонит, авгит, ильменит и магнетит. Железистый оливин, ильменит, апатит, мезопертит, иногда кварц характерны для наиболее фракционированных разновидностей. Составы пироксена и плагиоклаза в ферродиоритах лежат между составами этих минералов

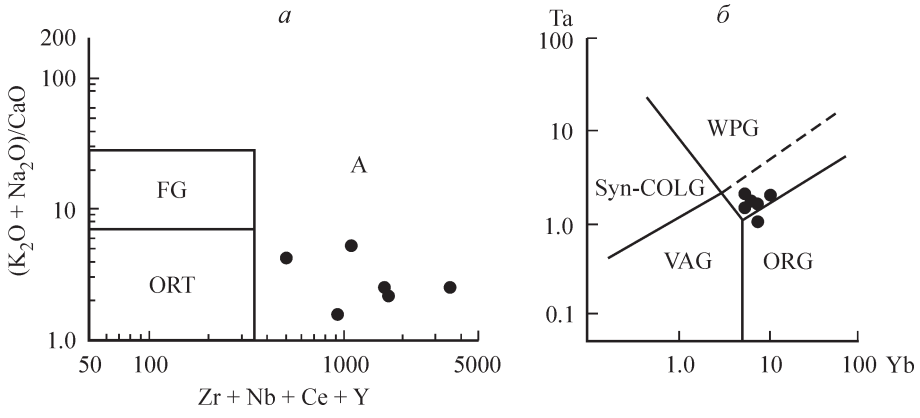


Рис. 8. Дискриминационные тектономагматические диаграммы для чарнокитов каларского комплекса.

а — $(K_2O + Na_2O)/CaO$—(Zr + Nb + Ce + Y) (по: Whalen et al., 1987); *б* — Ta—Yb (по: Pearce et al., 1984). Поля: A — граниты A-типа; ORT — дифференцированные граниты M-, I- и S-типов; FG — фракционированные граниты M-, I- и S-типов; WPG — внутриплитные граниты; Syn-COLG — синколлизионные граниты; VAG — граниты островных дуг; ORG — граниты океанических хребтов. Усл. обозн. см. рис. 6.

в сосуществующих анортозитах и мангеритах. Высокоглиноземистые габбро представляют собой мелкозернистые и обычно равномернозернистые породы. По составу они отвечают габбронориту или оливиновому габбронориту и состоят из плагиоклаза ($An_{50—60}$), авгита, ортопироксена и оливина ($Fo_{54—63}$); в небольшом количестве присутствуют также биотит, апатит, ильменит и магнетит.

Массивы монцонитов сложены фаялитовыми монцонитами, клинопироксеновыми кварцевыми монцонитами, биотит-амфиболовыми кварцевыми сиенитами и в меньшей мере гранитами. Биотит-амфиболовые граниты иногда образуют кольцевые тела, обрамляющие массивы монцонитов по контакту с вмещающими породами.

Гранитный плутон Шерман сложен преимущественно грубозернистыми порфировидными биотит-амфиболовыми гранитами, среди которых встречаются граниты со структурами рапакиви. С последними связаны также кварцевые сиениты и кварцевые монцониты. В апикальных частях плутона развиты среднезернистые биотитовые граниты. По минеральному и химическому составу гранитоиды плутона Шерман близки к классическим гранитам рапакиви Балтийского щита. В то же время высокодифференцированные породы, такие как топазсодержащие граниты, характерные для последних, здесь отсутствуют. Главные минералы: плагиоклаз ($An_{35—20}$), пертит и кварц. Мафические силикаты представлены в основном экстремально железистыми пироксеном и оливином (ортоферросилит и фаялит), а также высокожелезистыми биотитом и роговой обманкой. Из акцессорных минералов наиболее обычны Fe-Ti оксиды, апатит, циркон и флюорит. Состав пироксенов, оливина и полевых шпатов гранитоидов вписывается в композиционный ряд минералов когенетичных пород основного и среднего состава (Emslie et al., 1994), что послужило свидетельством родства между ними (Fuhrman et al., 1988).

Кристаллизация всех пород происходила в высокотемпературных условиях. Температура кристаллизации монцонитов около 1000°C при давлении 3—4 кбар,

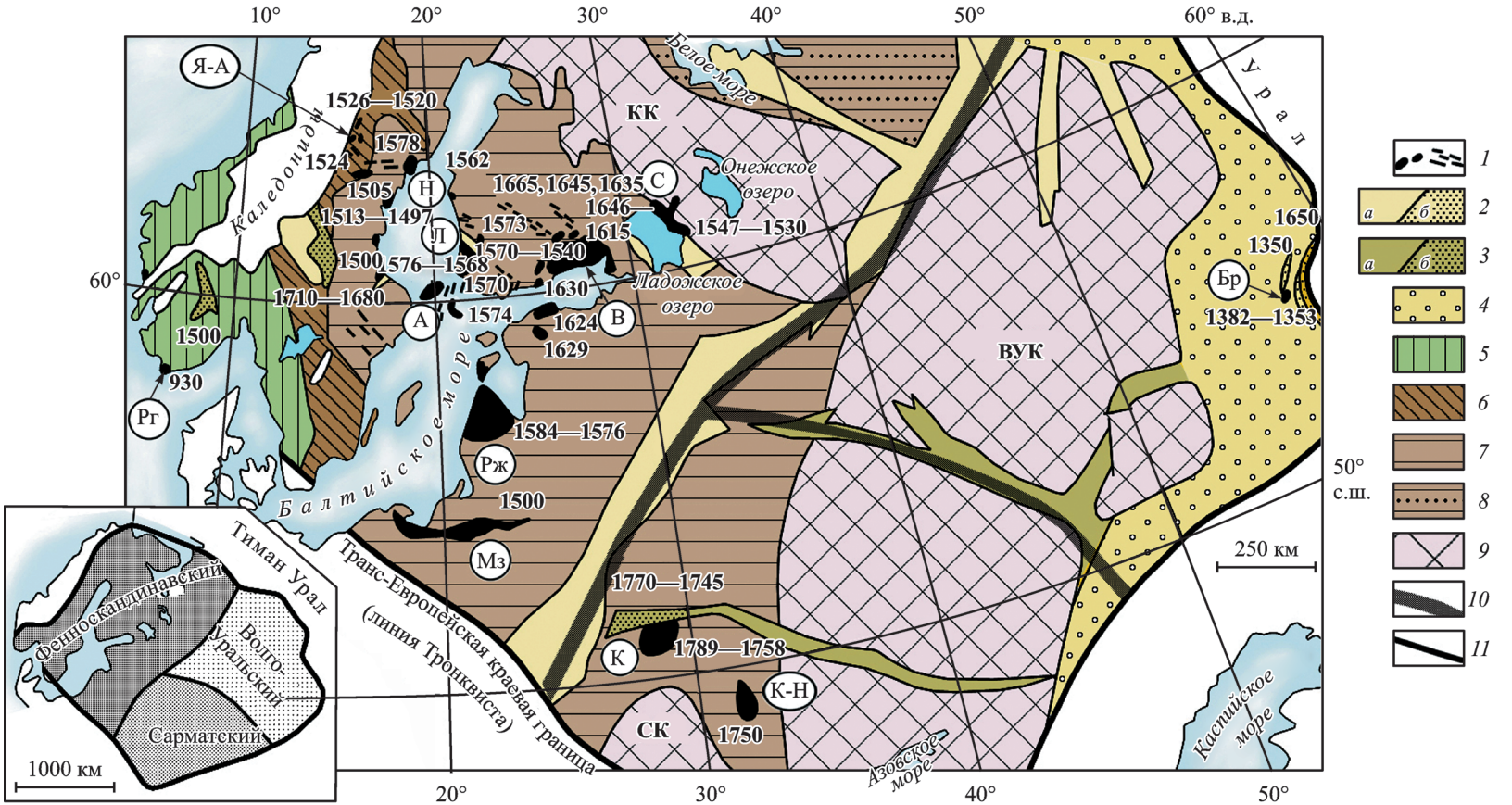
в условиях низкой фугитивности кислорода (от –0.5 lg FQM до –2 lg FQM). Минимальная температура кристаллизации биотит-амфиболовых гранитов 874°С. К более дифференцированным биотитовым гранитам температура кристаллизации снижается до 750°С. Фугитивность кислорода в них возрастает от –0.5 в биотит-амфиболовых гранитах и до +0.5 в более дифференцированных биотитовых гранитах.

Геохимия. По составу анортозиты Ларами и ассоциирующие с ними габброиды являются типичным представителем «massif-type anorthosite», резко отличные от архейских мегакристовых анортозитов (Frost et al., 2002). В отличие от последних в этом типе анортозитов содержания REE на порядок выше. Спектр распределения REE характеризуется обогащением LREE и заметной положительной Eu аномалией ($[Ce/Yb]_N$ = 7.8—14.0, Eu/Eu* = 1.2—2.7). В распределении элементов-примесей характерно обогащение элементами, имеющими геохимическое сродство с плагиоклазом, а в первую очередь теми, которые замещают Ca^{2+} (Sr, Eu), и обеднение всеми другими совместимыми и несовместимыми элементами. Спайдерграмма фиксирует отрицательные аномалии Rb, Nb, Ta и крупные положительные аномалии Sr и Eu.

Ферродиориты имеют общие высокие содержания Fe, Ti и P и отличаются высокой железистостью. Характерны также повышенные содержания K и Sr, высокое Ga/Al-отношение, высокие содержания Ba, Zr, Zn, Y и REE, но низкие Rb, U, Th, Ni, Cr, Co, Sc, V. Спайдерграмма демонстрирует отрицательные аномалии Rb, K, Nb, Ta, Sr. REE спектры показывают обогащение LREE ($[Ce/Yb]_N$ = = 7.1—7.5), Eu аномалия отсутствует или имеет слабовыраженный отрицательный характер. Ферродиориты представляют собой поздний остаточный расплав анортозитовых комплексов (Ashwal, 1993).

Высокоглиноземистые габбро являются наиболее примитивным типом магматических пород в рассматриваемой ассоциации. Для них характерны высокие содержания Al_2O_3 (15—19%), высокая магнезиальность (Mg# = 53—65) и низкие содержания TiO_2, K_2O и P_2O_5 — 0.5—1.5%, 0.25—0.67, <0.05—0.26% соответственно. По сравнению с анортозитами они обогащены совместимыми элементами (Ni до 370, Cr до 1235 ppm) и обеднены Rb, Ba, Sr. REE-спектры в целом достаточно близки к таковым в анортозитах, отличаясь существенно более низкими концентрациями REE и резко выраженными положительными Eu аномалиями (Eu/Eu* = 1.4—3.8). Положительная Eu-аномалия объясняется не аккумуляцией плагиоклаза, а скорее всего удалением клинопироксена из расплава на ранних стадиях кристаллизации в магматической камере, расположенной в верхней мантии или нижней коре (Mitchell et al., 1995). Эти породы рассматриваются как возможный представитель родоначальной магмы анортозитовых комплексов (Emslie, 1980; Ashwal, 1993; Mitchell et al., 1995).

Гранитоиды представлены высокожелезистыми (f > 0.9) и высококалиевыми, преимущественно метглиноземистыми породами щелочно-известковой и щелочной серий, геохимические характеристики которых отвечают гранитам А-типа и внутриплитным гранитам. Они также принадлежат к группе «восстановленных» гранитов (Frost et al., 2002), кристаллизация которых происходила из очень высокотемпературных и «сухих» магм, при низких значениях f_{O_2} и f_{H_2O} (Anderson, 1983). Для них характерны высокие содержания HFSE, REE, K_2O, Rb, Ba и F. Наиболее высокие содержания HFSE, REE и Th характерны для монцонитов и кварцевых монцонитов, которые обусловлены аккумуляцией в них циркона и ортита (Anderson et al., 2003). Спайдерграмма демонстрирует отрицательные аномалии по Nb, Ta, Sr, P, Eu и Ti. Относительное обогащение фиксируется только для Zr. Концентрации REE высокие и сильно варьируют


10°
20°
30°
40°
50°
60° в.д.
60°
50° с.ш.
Я-А
Каледониды
1526—1520
1578
1524
1562
1505
Н
1665, 1645, 1635
С
1513—1497
Л
1573
1646—1615
1547—1530
1500
1576—1568
1570—1540
1710—1680
1570
1630
Ладожское озеро
А
1574
1624
В
1629
1500
930
Рг
1584—1576
Рж
1500
Мз
1770—1745
1789—1758
К
К-Н
1750
СК
КК
ВУК
Белое море
Онежское озеро
Урал
1650
1350
Бр
1382—1353
Балтийское море
Тиман Урал
Транс-Европейская краевая граница (линия Тронквиста)
250 км
Каспийское море
Азовское море
Фенноскандинавский
Волго-Уральский
Сарматский
1000 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

($[La]_N$ = 160—3490). Граниты обогащены LREE ($[La/Yb]_N$ = 6—30). Для большей части пород, за исключением монцонитов, характерна отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* = = 0.90—0.37).

1.1.3. Анортозит-рапакивигранитная группа

Геологическое положение и возраст. Типичные представители данной группы — это магматические комплексы западной части Восточно-Европейской платформы (1.8—1.5 млрд лет), развитые на территории Украинского и Балтийского щитов, а также в перекрытой платформенным чехлом части платформы между ними. Массивы этого типа локализованы почти исключительно в пределах крупнейшей палеопротерозойской складчатой области — 2.1—1.85 млрд лет (Claesson et al., 2001), расположенной между тремя крупными архейскими кратонами: Карельским, Сарматским и Волго-Уральским (рис. 9). В пределах этой части платформы они образуют два гигантских пояса: субмеридиональный и субширотный (рис. 4, 9). Первый протягивается вдоль западной границы платформы более чем на 2500 км — от батолитов Украинского щита до массивов Центральной Швеции (Нордингра, Рагунда и др.). Второй пояс, Ладожско-Далекарлийский, протягивается почти на 2000 км вдоль южной границы Балтийского щита. Возрастной интервал между их внедрением и последней складчатостью составляет 200—350 млн лет. Внедрение большинства плутонов происходило по долгоживущим ослабленным зонам. На Балтийском щите их положение в ряде случаев контролируется позднесвекофеннскими коллизионными швами. Эти же швы контролируют и размещение более поздних йотнийских наложенных грабенов (рис. 4, 10). Наиболее отчетливо это выражено в субширотном Ладожско-Далекарлийском поясе, в пределах которого локализованы такие крупные батолиты, как Салминский, Выборгский, Рижский, Аландский. Эти плутоны наследуют более древний структурный план, представленный позднесвекофеннскими постколлизионными магматическими и метаморфическими образованиями, формирование которых происходило в возрастном интервале 1.84—1.76 млрд лет (Eklund et al., 1998; Väisänen et al., 2000).

Рис. 9. Схема размещения плутонов рапакиви и ассоциирующих пород на Восточно-Европейской платформе. Использованы материалы: Никишин и др. (1997, 2002); Andersson (1997); Claesson et al. (2001); Bogdanova et al. (1996, 2008).

1 — рапакивигранитсодержащие плутоны и ассоциирующие с ними дайковые пояса (цифра — возраст массива, млн лет); *2* — среднерифейские авлакогены (*а* — амагматичные или с признаками базальтоидного магматизма, *б* — с бимодальными вулканическими комплексами); *3* — раннепротерозойские и раннерифейские авлакогены и рифтогенные троги (*а* — амагматичные, *б* — с бимодальными вулканическими комплексами); *4* — ранне-среднерифейская пассивная континентальная окраина); *5—7* — аккреционные складчатые пояса: *5* — Готский (1.70—1.55 млрд лет), *6* — Трансскандинавский (1.83—1.77 млрд лет), *7* — Свекофеннский и Сарматский (2.1—1.85 млрд лет); *8* — Беломорский складчатый пояс (AR— PR_1^2); *9* — архейские кратоны (КК — Карельский, СК — Сарматский, ВУК — Волго-Уральский); *10* — раннепротерозойские сутурные зоны, разделяющие главные коровые сегменты Восточно-Европейской платформы; *11* — граница Восточно-Европейской платформы. Массивы гранитов рапакиви (буквы в кружках): А — Аландский, Бр — Бердяушский, В — Выборгский, К — Коростеньский, К-Н — Корсунь-Новомиргородский, Л — Лайтила, Мз — Мазурский, Н — Нордингра, Рг — Роголанд, Рж — Рижский, С — Салминский, Я—А — Ямтланд-Ангерманландская ассоциация. На врезке — главные коровые сегменты Восточно-Европейской платформы (по: Gorbatschev, Bogdanova, 1993).

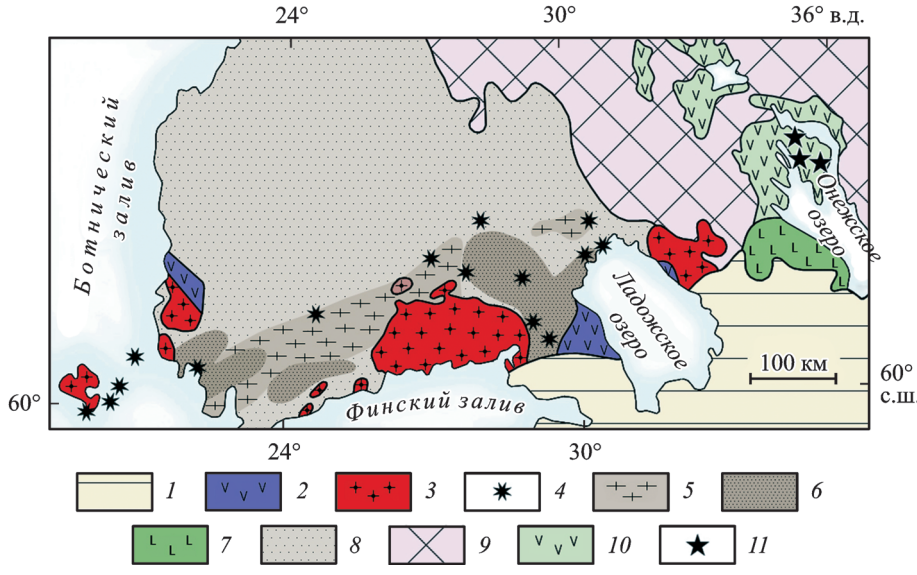


Рис. 10. Ладожско-Далекарлийский пояс анортозит-рапакивигранитных плутонов (1660—1530 млн лет).

1 — чехол Восточно-Европейской платформы; *2* — впадины вепсия (вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы петрозаводской и шокшинской свит, силлы габбро-диабазов, 1760 млн лет); *3* — плутоны анортозит-рапакивигранитного типа; *4—6* — позднесвекофеннские (постколлизионные) комплексы: *4* — интрузивные тела шошонитовой и ультракалиевой ассоциаций (1815—1770 млн лет), *5* — зоны развития калиевых гранитов S-типа (1814—1806 млн лет), *6* — зоны проявления HT/LP гранулитового метаморфизма; *7* — грабены йотния; *8* — раннесвекофеннские комплексы; *9* — архейские образования Карельского кратона; *10* — раннепротерозойские впадины (сумий, ятулий, людиковий) Карельского кратона; *11* — U-V-PGE месторождения Средняя Падма, Космозеро, Царевское (1760—1780 млн лет).

Геологическое строение и петрография. Для плутонов анортозит-рапакивигранитного типа характерна ассоциация с роями даек того же возраста. Среди даек доминируют диабазы. Наиболее протяженные (до 300 км) рои даек (Хаме и Суомениеми) выявлены в ассоциации с Выборгским батолитом (см. рис. 4). Рои даек указывают на условия растяжения при формировании этой ассоциации. Наличие композитных даек, образованных в результате смешения основной и кислой магм (Rämö, Haapala, 1995), свидетельствует о том, что обе магмы существовали одновременно. Иногда отмечаются бимодальные вулканические серии, комагматичные анортозит-рапакивигранитным интрузиям. На Балтийском щите это хогландская толща (субйотний), ассоциирующая с Выборгским батолитом. Вулканиты образуют небольшой грабен в его экзоконтактовой зоне (о. Гогланд в Финском заливе), а также встречаются в провесах кровли. Возраст вулканического комплекса о-ва Гогланд, 1638±4 млн лет (Belyaev et al., 1996a), близок к возрасту главных импульсов магматической активности Выборгского батолита — 1640—1630 млн лет (Vaasjoki et al., 1991). В Рижском плутоне лавы залегают на денудированной поверхности анортозитов. В северном обрамлении Коростеньского батолита на Украинском щите известны три грабена, выполненные вулканогенно-осадочными породами: Овручский, Белокоровичский и Вильчанский. Мощность вулканических пород составляет около 300 м. Поро-

ды Овручского грабена залегают на размытой поверхности гранитов рапакиви, в то время как в Белокоровичском грабене вулканиты прорываются гранитами рапакиви (Щербак и др., 1985). Геохронологические исследования (Щербак, Пономаренко, 2000) показали, что возраст кислых вулканитов Вильчанского грабена (1770 ± 10 млн лет) отвечает возрасту главного импульса магматизма Коростеньского плутона — 1765—1770 млн лет (Amelin et al., 1994), тогда как возраст вулканитов Овручской структуры (1745 ± 10 млн лет) чуть меньше возраста самых молодых пород плутона — 1758—1761 млн лет (Щербак и др., 1989).

Соотношения кислых и основных пород по площади плутонов сильно варьируют, но в целом породы кислого состава явно преобладают. На Украинском щите доля основных пород выше, чем на Балтийском, и достигает ~25% (Личак, 1983). Породы среднего состава в отличие от плутонов анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной группы развиты весьма ограничено, не образуют самостоятельных массивов и ассоциируют главным образом с основными породами. Чарнокиты в них практически отсутствуют. Характерно также присутствие высокодифференцированных топазсодержащих гранитов и онгонитов, совершенно не типичных для плутонов двух предыдущих групп.

Батолиты имеют в плане изометричную или овальную форму и могут достигать гигантских размеров. Самым крупным из них на Восточно-Европейской платформе, а возможно и в мире, является Рижский батолит, площадь которого составляет около 60 000 км^2. Бóльшую часть плутонов слагают биотит-роговообманковые граниты рапакиви (выборгиты, питерлиты и порфировидные граниты). Некоторые массивы имеют кольцевое строение. Типичный пример — массив Ахвенисто, сателлит Выборгского плутона (рис. 11). Внешнее полукольцо сложено наиболее ранними основными и средними породами. Бóльшую часть массива занимают биотит-роговообманковые граниты рапакиви. В апикальной его части локализованы биотитовые граниты, содержащие небольшие штоки самых поздних топазсодержащих гранитов, с которыми ассоциируют грейзены с редкометалльной минерализацией. Геофизические данные позволяют оценить глубинное строение анортозит-рапакивигранитных батолитов. Например, Выборгский батолит, один из наиболее крупных на Балтийском щите (30 000 км^2), представляет собой транскоровую аномалию (Elo, Korja, 1993), состоящую из нескольких отдельных пластинообразных тел гранитов рапакиви общей мощностью до 30 км. На глубине 10 км установлено тело высокоплотных пород мощностью около 6 км, интерпретируемых как анортозит-габброидный комплекс. Под плутоном фиксируются подъем границы Мохоровичича и уменьшение мощности коры до 41 км, что на 10—20 км меньше средней мощности коры свекофеннской зоны (рис. 12). Близкая картина отмечена и для Коростеньского батолита на Украинском щите, где, согласно геофизическим данным, переслаивание мощных (0.5—3.0 км) прослоев основных пород и гранитов прослеживается до глубин порядка 20 км и более (Оровецкий, 1990). Континентальная кора в районе плутона имеет пониженную мощность (38—39 км), по сравнению с окружающими площадями (45—52 км) здесь также фиксируется поднятие границы М (Buryanov et al., 2001).

Салминский батолит (5000 км^2) занимает особое тектоническое положение, будучи приурочен к краевой части Свекокарельской складчатой области на ее границе с Карельским кратоном. Внедрение массива происходило по мощной надвиговой зоне между этими двумя крупными тектоническими структурами. Батолит состоит из собственно Салминского массива, локализованного в пределах складчатой области, и его сателлита, Улялегского массива, целиком расположенного в породах кратона (рис. 13). Породы батолита прорывают позд-

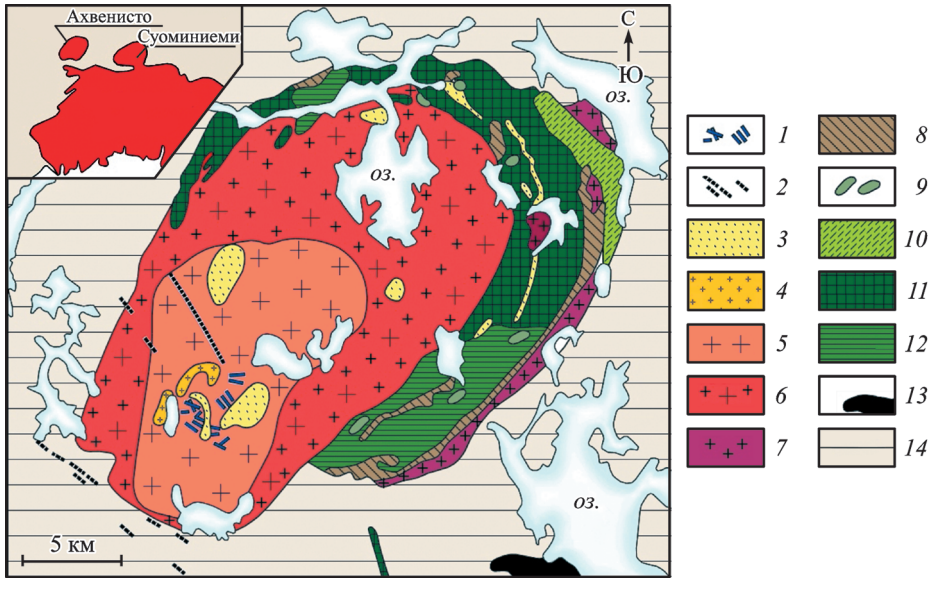


Рис. 11. Геологическое строение массива Ахвенисто, сателлита Выборгского батолита. По: Rämö et al. (1999).

1 — грейзеновые дайки; *2* — дайки кварц-полевошпатовых порфиров; *3* — порфировидные лейкограниты и аплиты; *4* — топазсодержащие граниты; *5* — биотитовые граниты; *6* — биотит-роговообманковые граниты; *7* — роговообманковые граниты; *8* — монцодиориты; *9* — анортозиты; *10* — оливинсодержащие габброиды; *11* — лейкогаббронориты; *12* — уралитовые габбро; *13* — оливиновые диабазы; *14* — свекофеннский комплекс вмещающих пород.

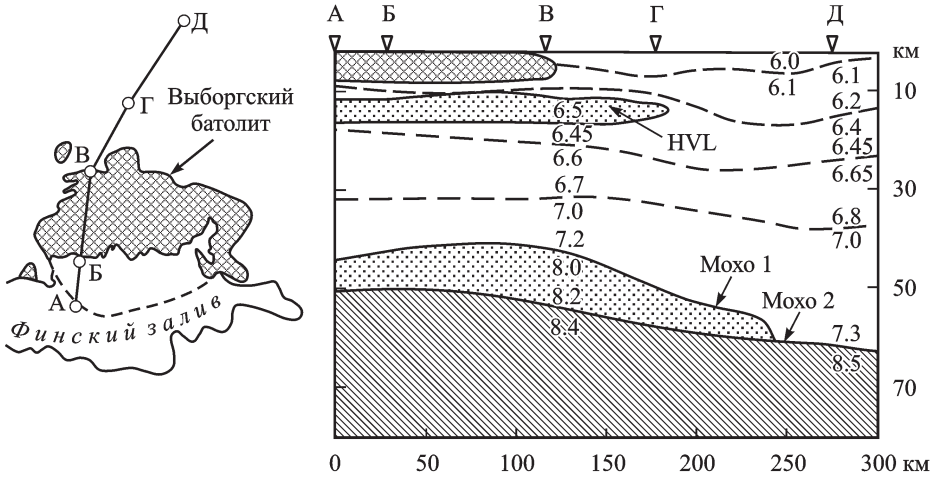


Рис. 12. Вертикальная структура коры и верхней мантии через западную часть Выборгского батолита и площади, расположенные к северу от него (Rämö, Haapala, 1996).

Штриховые линии представляют собой изолинии скоростей *P*-волн; HVL — высокоскоростная граница (вероятно, габброиды и анортозиты), ниже гранитов рапакиви.

неархейские гранитоиды и зеленокаменные пояса, а также супракрустальные образования нижнего протерозоя (ятулийские и людиковийские). Возраст батолита 1547—1530 млн лет (Neymark et al., 1994; Amelin et al., 1997). В юго-западной части батолита его породы через кору выветривания перекрываются терригенно-вулканогенной толщей йотния (салминская свита), прорываются дайками и небольшими телами основных пород, комагматичных базальтам салминской свиты. Возраст йотнийских основных пород 1459—1457 млн лет (Rämö et al., 2001) очень близок к возрасту самых поздних гранитов рапакиви Центральной Швеции — 1530—1470 млн лет (Andersson et al., 2002).

Согласно геофизическим данным, Салминский массив представляет собой субгоризонтальное пластинообразное тело, мощность которого постепенно увеличивается — с 2 км в северо-западной его части до 10 км в юго-восточной (Amelin et al., 1991). Для массива характерно асимметричное однонаправленное строение. В направлении с юго-востока, где, по геофизическим данным, предполагается существование подводящего канала, в северо-западном направлении происходит закономерная смена пород с уменьшением их основности и возраста (рис. 13, 14): габбро-анортозитовый комплекс и ассоциирующие с ними монцониты и сиениты → биотит-амфиболовые овоидные граниты рапакиви и кварцевые сиениты → биотитовые граниты и ассоциирующие с ними топазсодержащие граниты.

Петрографически основные породы анортозит-рапакивигранитного комплекса чрезвычайно близки к основным породам анортозит-мангерит-гранитного комплекса. Здесь также отчетливо выделяются три группы пород: 1) анортозиты и ассоциирующие с ними мафические породы, 2) ферродиориты и 3) высокоглиноземистые габброиды. В первой группе наряду с анортозитами и габбронорит-анортозитами в ограниченном объеме присутствуют габбронориты, нориты, троктолиты, реже лерцолиты и пироксениты, тяготеющие к краевым частям тел основных пород. Для мафических пород краевых зон характерна ритмичная расслоенность (Личак, 1983). В анортозитах присутствуют мегакристы высокобарического ортопироксена.

Ферродиориты вместе с ассоциирующими моцонитами и кварцевыми монцонитами локализуются главным образом в краевых частях тел основных пород. Темноцветные минералы пород этой группы имеют более высокую железистость по сравнению с породами первой группы.

Породы, выделяемые как высокоглиноземистые габбро в комплексах Найн и Ларами, были выявлены и в Салминском батолите (Larin et al., 1996). По-видимому, они образуют дайковые тела среди основных пород. Взаимоотношения с гранитами рапакиви неизвестны, однако, судя по геохронологическим данным (Amelin et al., 1997), эти породы являются одними из самых поздних — 1530.6 ± ± 0.7 млн лет (рис. 14).

Среди гранитоидов можно выделить три основные группы: 1) биотит-амфиболовые граниты и кварцевые сиениты, 2) биотитовые граниты и 3) топазсодержащие Li-F граниты. Первые явно доминируют, для них характерны достаточно широкие вариации в соотношениях Fe-Mg-силикатов и структурно-текстурная гетерогенность. Типичными представителями этой группы являются выборгиты, питерлиты и порфировидные грубозернистые граниты. В мелких массивах и сателлитах крупных плутонов типичные структуры рапакиви редки. Биотитовые граниты отличаются существенно большей гомогенностью состава и структур. Среди них выделяются две разновидности: крупнозернистые граниты и мелкозернистые порфировидные граниты. Первые образуют более или менее крупные тела, прорывающие более ранние биотит-амфиболовые граниты. Вторые, более

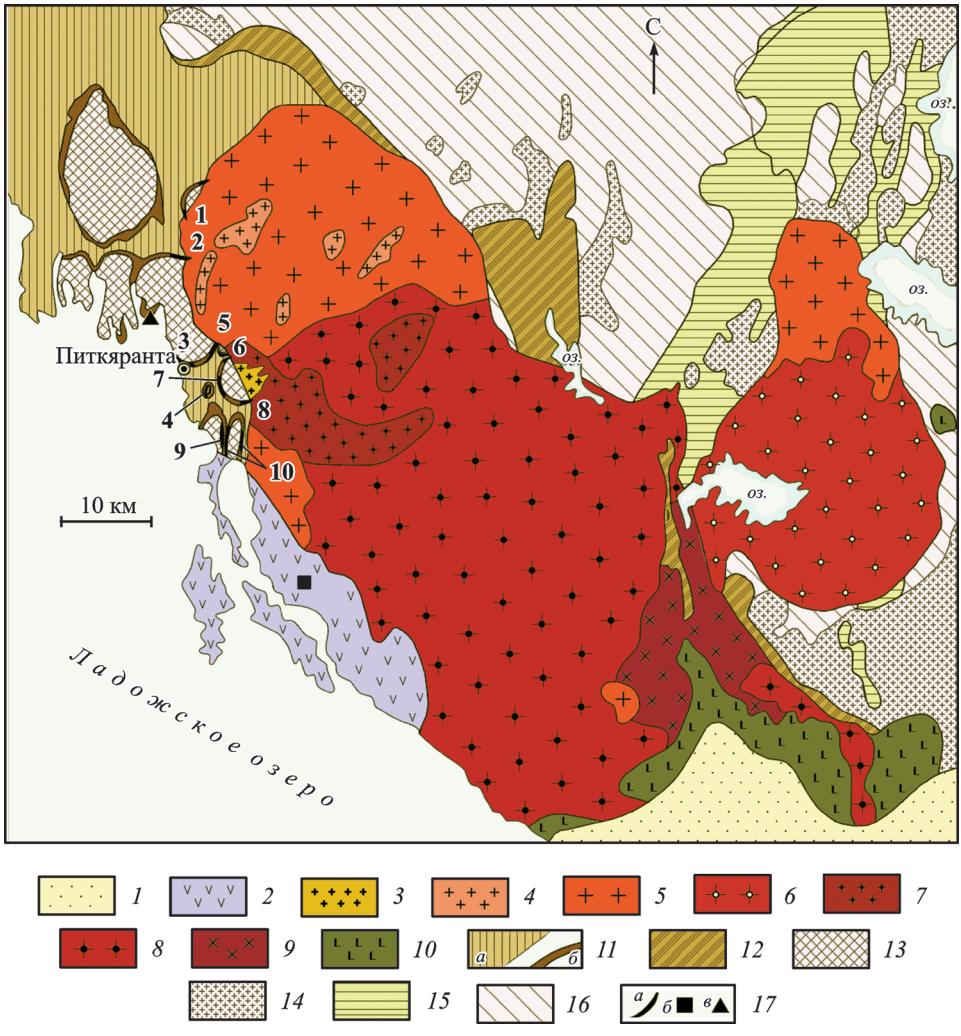


Рис. 13. Геологическое строение Салминского батолита и размещение месторождений Питкярантского рудного района. По: Amelin et al. (1991), с дополнениями и изменениями.

1 — платформенный покров; *2* — вулканогенно-осадочные образования йотния (салминская свита); *3—10* — породы Салминского батолита: *3* — топазсодержащие граниты (Li-F граниты), *4* — мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты, 5 — крупнозернистые биотитовые граниты, *6* — крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты, *7* — овоидные биотит-роговообманковые граниты рапакиви с мелкозернистой основной массой, *8* — выборгиты и питерлиты, *9* — крупнозернистые биотит-роговообманковые кварцевые сиениты, *10* — основные и средние породы (анортозиты, нориты, ферродиориты, монцониты); *11—12* — PR_1 супракрустальные породы: *11* — свекокарельской складчатой области (*а* — ладожская серии, *б* — сортавальская), *12* — Карельского кратона; *13* — AR_2-PR_1 гнейсограниты куполов; *14—16* —комплексы Карельского кратона (AR_2): *14* — граниты и мигматит-граниты, *15* — зеленокаменные пояса, *16* — ТТГ-ассоциация; *17* — месторождения и рудопроявления: *а* — Sn-Be-полиметаллические месторождения Питкярантского рудного района, *б* — U-полиметаллическое месторождение Карку, *в* — Mo-рудопроявление Куйваниеми в кварц-полевошпатовых метасоматитах. Месторождения Питкярантского рудного района (цифры на схеме): 1—4 — скарново-пропилитовые Sn-полиметаллические: 1 — Юкан Коски, 2 — Кители, 3 — Старое Рудное Поле, 4 — Хепоселька; 5—10 — скарново-грейзеново-пропилитовые Sn-Be и Sn-Be-полиметаллические: 5 — Новое Рудное Поле, 6 — Хопунваара, 7 — Люпикко, 8 — Южное Люпикко, 9 — Ристиниеми, 10 — Уукса.

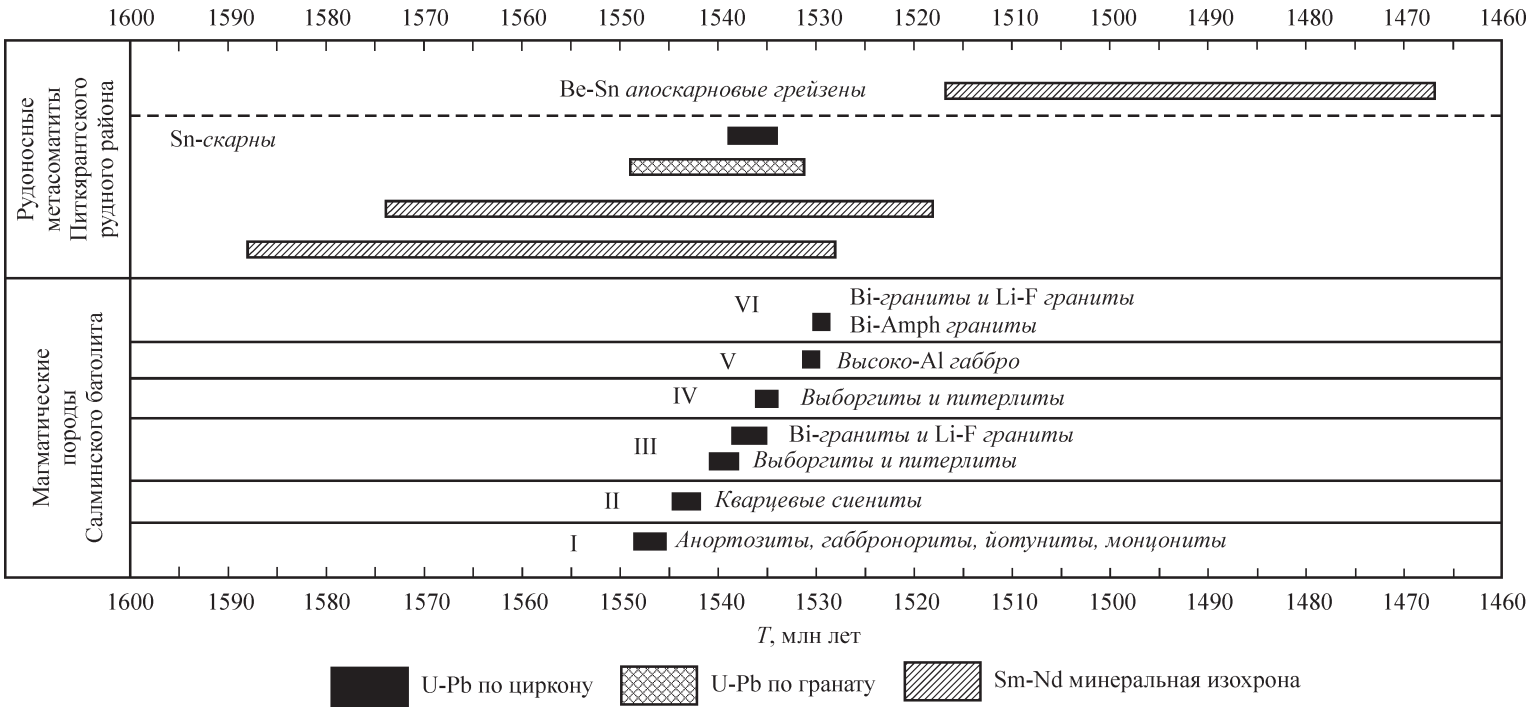


Рис. 14. Длительность формирования пород Салминского анортозит-рапакивигранитного батолита и ассоциирующих месторождений Питкярантского рудного района.

I—VI — импульсы магматической активности.

поздние, образуют небольшие плитообразные тела среди гранитов ранних интрузивных фаз. Топазсодержащие граниты образуют небольшие штокообразные тела и дайки. Для апикальных частей таких штоков и контактовых зон пологопадающих даек (в висячем боку) характерно развитие штокшайдеров. Пегматиты для гранитов рассматриваемого типа в целом не характерны. Исключение составляет наиболее глубинный Коростеньский массив, в котором присутствуют камерные пегматиты с промышленными месторождениями драгоценных камней и кварца. Интересно, что состав расплавных включений из топазов этих пегматитов очень близок к онгонитам (Коваленко и др., 1996а). Кроме того, крайне редко в некоторых плутонах (Коростеньском, Корсунь-Новомиргородском, Выборгском и Рагунда) встречаются дайки щелочных сиенитов.

Характерной особенностью минерального состава гранитов рапакиви является экстремально высокая железистость Fe-Mg-силикатов, представленных биотитом, близким к лепидомелану, гастингситовой роговой обманкой, феррогеденбергитом и фаялитом. Железистость биотита и амфибола в биотит-амфиболовых гранитах 0.81—0.98 и 0.81—0.95 соответственно. В более дифференцированных гранитах наряду с увеличением железистости биотита (0.92—0.97) возрастает роль сидерофиллитовой молекулы. В поздних топазсодержащих гранитах место биотита занимает протолитинит. Пироксены и фаялит наиболее характерны для гранитоидов повышенной основности и для гибридных пород. Из акцессорных минералов наиболее обычными являются флюорит, циркон, апатит, ильменит, магнетит, анатаз и ортит. В более дифференцированных гранитах появляются также монацит, бастнезит, топаз, касситерит, колумбит, торит.

Термобарометрические исследования гранитов рапакиви Выборгского батолита показали, что кристаллизация наиболее примитивных гранитов, представляющих основной объем интрузии, осуществлялась в температурном диапазоне 850—650 °С и давлении от 1.0 до 5.4 кбар (Rundqvist et al., 1991; Salonsaari, 1995; Eklund, Shebanov, 1999; Elliot, 2001). Для наиболее поздних и дифференцированных Li-F гранитов Салминского батолита анализ включений в минералах дает температуру солидуса 640—680 и ликвидуса — 770—830 °С (Pontiainen, Scherbakova, 1998). Присутствие в гранитах фаялита, флюорита и поздняя кристаллизация гидроксилсодержащих силикатов свидетельствуют о низком f_{H_2O} и являются основной причиной, почему эти граниты имеют такой высокий солидус (Anderson, 1983). Граниты рапакиви Фенноскандии кристаллизовались в восстановительных условиях, близких или ниже FMQ-буфера (Rämö, Haapala, 1995; Salonsaari, 1995). Низкая фугитивность кислорода в гранитах рапакиви отражает восстановительные условия в источнике (Carmichael, 1991). Li-F граниты кристаллизовались уже из водонасыщенных расплавов при повышенной фугитивности кислорода, между NNO- и HM-буферами (Haapala, 1997).

Диабазовые дайки Выборгского плутона сложены лабрадором, клинопироксеном, Fe-Ti оксидами с небольшим количеством апатита. Спорадически отмечается оливин. Почти все дайки содержат фенокристы плагиоклаза, обычно 1—2 см в длину. Однако в некоторых дайках они переходят в мегакристы, с которыми иногда ассоциируют анортозитовые автолиты (Rämö, 1991). Кристаллизация диабазов осуществлялась из магмы при температуре 1190 °С и низкой фугитивности кислорода, близкой к FMQ-буферу (Salonsaari, 1995). Важно отметить, что ранние (догранитные) дайки (1667±9 млн лет) в отличие от более молодых (1646±6 млн лет) менее дифференцированы и не содержат ни мегакрист плагиоклаза, ни анортозитовых автолитов.

Геохимия. Геохимию комплексов анортозит-рапакивигранитного типа можно проиллюстрировать на примере Салминского батолита (табл. 4—7; рис. 15—20).

Химические составы пород батолита свидетельствуют о преимущественно субщелочном их характере и принадлежности пород основного состава к толеитовой серии. Распределение составов относительно SiO_2 имеет бимодальный характер. Анортозиты и связанные с ними мафические породы геохимически очень близки к таковым из комплексов анортозит-мангерит-гранитного типа. Спайдерграммы (рис. 15, *г*) показывают обогащенный их характер, за исключением поздних высокоглиноземистых габбро. Последние деплетированы практически на все некогерентные элементы, за исключением Sr и Eu. По своим геохимическим характеристикам они достаточно близки к аналогичным породам комплексов Ларами и Найн. Для них характерны высокая магнезиальность (Mg# = 54—59) и несколько повышенные содержания совместимых элементов-примесей (Ni до 97, Cr до 136 ppm) по сравнению с остальными основными породами Салминского плутона. Наибольшей обогащенностью некогерентными элементами среди мафических пород отличаются йотуниты, а также монцонитоиды, с ними ассоциирующие. Для них характерны высокие содержания Fe, Ti, Ba, Pb и HFSE, слабовыраженная Nb и резко выраженная Sr негативная аномалия. Спектры распределения REE в основных породах (рис. 15, *в*) характеризуются обогащением LREE ($[La/Yb]_N$ = 9.80—8.72). Наиболее высокие содержания REE типичны для йотунитов и монцонитоидов, а наиболее низкие — для высокоглиноземистых габброидов. Eu-аномалия максимальна для последних (Eu/Eu* = 5.29), умеренна в анортозитах (1.52) и имеет отрицательный характер в йотунитах (0.77). В монцонитоидах она снова приобретает положительный характер (1.37), по-видимому за счет накопления кумулусного полевого шпата.

Для гранитов характерны высокая калиевость и железистость, а также достаточно высокая агпаитность. На диаграмме ($K_2O+Na_2O–CaO$)—SiO_2 (рис. 16) они лежат главным образом в полях щелочной и щелочно-известковой серий. Граниты являются метглиноземистыми до слегка перглиноземистых. Глиноземистость, железистость и степень агпаитности возрастают от более примитивных биотит-амфиболовых гранитов к более дифференцированным биотитовым и топазсодержащим гранитам (A/CNK от 0.87 до 1.33, *f* от 0.86 до 1.0 и NK/A от 0.78 до 0.97). В этом же направлении падает K_2O/Na_2O (от > 2 до 1). В общем, для гранитов рапакиви характерны высокие содержания Si, K, Rb, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, Zn, Ga, Sn, Th, U, F, REE (за исключением Eu) и низкие Ca, Mg, Al, P и Sr по сравнению с типичными известково-щелочными гранитами. По мере увеличения степени дифференцированности гранитов последовательно увеличиваются содержания Si, Rb, Ga, Nb, Ta, Sn, F, Th, U, Y, HREE и уменьшаются Ti, Fe, Mg, Al, Mn, Ca, Ba, Sr, Zr и P (табл. 5; Ларин и др., 1991; Rämö, 1991; Богатиков и др., 2006). Спайдерграммы для наименее дифференцированных гранитов рапакиви (рис. 15, *б*), демонстрирующие плавное снижение содержаний элементов в ряду увеличения совместимых свойств элементов, с резкими негативными аномалиями для Sr, P, Ti и Eu и менее выраженными для Ba, Nb и Ta, типичны для гранитов A-типа. В более фракционированных гранитах исчезает отрицательная Ta-Nb аномалия, но углубляются Sr, P, Eu и Ti аномалии, падают содержания Zr, Hf, LREE и MREE, появляется отрицательная Ba аномалия. Графики распределения REE в гранитах рапакиви (рис. 15, *а*) очень близки для различных массивов (Rämö, 1991; Andersson, 1997). Характерно обогащение легкими REE, особенно для наименее дифференцированных гранитов (табл. 7, $[La]_N$ = 400—143; $[La/Yb]_N$ =21.2—9.4), и сравнительно пологий наклон графика в области MREE—HREE ($[Gd/Yb]_N$= 2.5—1.5), что типично для гранитов A-типа. В более дифференцированных биотитовых гранитах происходит обогащение тяжелыми и обеднение легкими REE

Химический состав представительных образцов

Компоненты	7/132	7-122	5/58	4/68	4/85	4/12	4-182	4-119
	An			Jt				
SiO_2	49.59	52.59	55.48	45.37	45.13	46.62	46.85	47.50
TiO_2	2.08	1.79	0.04	4.47	4.82	4.29	4.24	4.51
Al_2O_3	22.01	21.80	27.52	14.54	14.26	15.62	11.60	13.30
Fe_2O_3	0.13	1.52	0.69	0.19	1.60		0.38	0.78
FeO	9.06	6.14	1.11	14.2	13.25	12.78	18.56	14.15
MnO	0.11	0.08	0.05	0.20	0.21	0.18	0.26	0.23
MgO	1.12	0.82	0.08	3.84	3.96	3.47	3.40	4.13
CaO	9.47	9.15	9.31	9.63	9.31	8.88	8.35	8.39
Na_2O	3.72	4.11	3.87	2.85	2.71	2.95	2.43	2.75
K_2O	1.04	0.89	0.80	0.91	0.85	1.17	1.05	1.10
P_2O_5	1.14	0.63	0.08	3.28	2.91	2.59	1.87	1.72
H_2O		0.09	0.28				0.18	
П.п.п.	0.79	0.75	1.10	0.69	1.27	1.71	1.07	1.15
Mg#	18.0	16.4	7.7	32.5	32.7	32.8	24.5	33.4
F	0.087	0.05		0.14	0.15	0.14	0.11	0.14
Li		9						19
Rb	11	8		18	11	21	35	25
Sr	589	576		465	435	445	549	516
Y	34	26		46	52	49	37	44
Zr	71	39.8		297	347	327	901	516
Hf		1.27						10.9
Nb	19	19		28	30	33	32	49.2
Ta								
Pb	14	4		11	13	18	12	6
Th		0.45						2.30
U		0.20						0.40
Ba	700	437		803	497	665	4610	452
Cr	23			48	37	58	69	
Ni	2	1		6	11	15	7	22
Co	7	10		21	21	14	12	29
V	27	46		161	181	160	41	153

Примечание. $Mg\# = 100 \cdot Mg/(Mg + 0.85 \cdot Fe_{tot})$ молек.

($[La]_N$ = 302.4—260.6; $[La/Yb]_N$ = 7.5—7.3 и $[Gd/Yb]_N$ = 1.5—1.2), которое усиливается к наиболее поздним типам гранитов ($[La]_N$ = 239.8—18.3; $[La/Yb]_N$ = 0.8—4.0 и $[Gd/Yb]_N$ = 0.9—0.3). Для всех гранитов характерна негативная Eu аномалия, усиливающаяся от ранних гранитоидов (0.82—0.38) к поздним (0.12—0.08).

Отрицательные аномалии Ba, Sr, Eu и Ti являются свидетельством значительного фракционирования полевых шпатов и амфибола (или Fe-Ti оксидов) в поздних гранитах. Обеднение LREE и Zr от ранних биотит-амфиболовых гранитов к поздним биотитовым гранитам обусловлено скорее всего фракционированием акцессорных минералов (ортит, циркон). Негативная Ta-Nb аномалия явно указывает на литосферный источник, в роли которого может выступать как

Таблица 4

мафических пород Салминского массива

4-112	Б	В	Г	4-159	19/27	9/84	19-26
	HAG			Mnz	QMnz	Sy	
47.10	46.90	47.60	50.00	54.45	61.22	65.96	64.50
4.71	0.29	0.32	0.36	1.67	0.96	0.56	0.62
14.30	25.40	24.50	24.70	16.80	15.63	14.88	15.80
1.39	1.20	0.95	4.70	1.14	0.51	1.22	0.28
13.65	5.90	5.20		8.78	6.99	3.64	5.90
0.23	0.078	0.069	0.081	0.14	0.80	0.05	0.062
4.29	4.40	4.90	2.80	1.44	0.58	0.58	0.50
8.82	12.10	13.00	13.20	6.08	4.22	2.85	3.30
2.70	2.60	2.50	3.00	3.85	3.74	3.30	4.00
1.00	0.29	0.17	0.30	2.77	4.66	5.70	4.20
1.78	0.025	0.025	0.078	0.63	0.45	0.16	0.32
1.18	0.90	0.95	0.51	1.44	0.78	0.92	0.90
34.1	53.2	59.3	54.4	20.9	12.3	18	12.8
0.15		0.015		0.05	0.052	0.052	0.032
15				9			
22	3	1	0.3	6	59	93	60
473	421	422	438	396	306	241	283
53	6	7	11	59	43	24	42
429	14	18	23	363	653	397	651
	0.5				18.1		
31	1	2	3	33	34	21	38
	0.06				1.48		
18	6	8	12	16	18	25	19
				7	2	3	2
497	65	48	72	195	2429	1717	2326
84	83	136	113	17	18	40	30
16	76	97	34	10	7	16	14
18	46	38	20	26	1	2	14
181	44	73	63	172	2	7	37

литосферная мантия, метасоматизированная флюидами, отделявшимися от субдуцировавшего слэба (Briqueu et al., 1984), так и континентальная кора (Whalen et al., 1996).

REE-спектры топазсодержащих гранитов совершенно идентичны таковым фанерозойских Li-F гранитов и онгонитов (Коваленко и др., 1983, 1999). Для них характерно «равноплечное» распределении LREE и HREE и экстремально-глубокая Eu аномалия (рис. 15, *а*), неестественно низкие K/Rb и La/Nb, а также высокие K/Ba: 41—67, 0.53 и 740 соответственно. Такое геохимически аномальное распределение элементов не контролируется ни величинами зарядов, ни размерами ионов (Bau, 1996). Для магматических пород подобное необычное поведение микроэлементов объясняется взаимодействием позднего

Химический состав представительных образцов

Компоненты	Салминский массив							
	16710	16711	8-165	1533	8-210	B-74-1	41	2002
	Q-Sy		Vt	Pt		PGr	CBGr	FBGr
SiO_2	66.68	67.53	71.49	72.70	71.11	69.90	76.45	74.03
TiO_2	0.61	0.42	0.34	0.23	0.41	0.21	0.15	0.12
Al_2O_3	13.02	14.81	14.50	13.20	13.70	14.90	12.65	13.55
Fe_2O_3	1.34	1.02	1.05	0.64	1.39	1.00	0.71	1.40
FeO	5.33	3.11	2.18	2.00	2.43	1.60	0.85	0.90
MnO	0.06	0.06	0.06	0.015	0.07	0.05	0.04	0.02
MgO	0.33	0.23	0.40	0.38	0.28	0.40	0.26	0.33
CaO	2.43	1.69	1.56	0.96	1.51	1.00	0.97	0.75
Na_2O	2.73	2.67	3.15	3.00	3.05	3.8	3.00	3.25
K_2O	5.44	6.64	5.78	5.90	5.21	6.40	3.50	4.71
P_2O_5	0.06	0.06	0.07	0.02	0.07	0.025	0.02	0.02
H_2O			0.13		0.11			0.15
П.п.п.	0.30	0.30	0.78	0.69	1.10	0.53	0.51	0.99
F	0.06	0.04	0.14		0.30	0.082	0.21	0.38
Li		29	28		42		42	80
Rb	174	138	140	217	187	208	244	377
Sr	140	168	124	91	117	97	14	11
Y	81	47	51	57	66	51	83	143
Zr	1044	653	593	287	555	294	394	255
Hf		14.1	14.1				14.2	14
Nb	73	39.6	41.8	33	50	28	79	80
Ta		3.79	2.2				3.95	6.2
Pb	25	25	26	31	25	32	34	38
Th	8	4.93	21.5	14	57	21	12.2	31
U		2.17	2.54				3.43	
Ba	1973	2530	1063	1151	937	1250	42	302
Cr				11	11	7	21	
Ni	45	27	15	22	22	26	31	8.4
Co	5	5	30	5	43	3	11	1
V	14	13		15	14	3	12	1

высокодифференцированного расплава с высокотемпературным флюидом (Jahn et al., 2001).

На геохимических дискриминационных диаграммах (рис. 17, 18) граниты рапакиви попадают в поля внутриплитных гранитов и гранитов А-типа. Диаграмма Ba—Rb—Sr демонстрирует резкий рост степени дифференцированности гранитов от ранних выборгитов, питерлитов и кварцевых сиенитов до топазсодержащих Li-F гранитов. Для последних характерны также высокие содержания Sn — до 240 ppm (Haapala, 1997), типичные для оловоносных гранитов.

Наименее дифференцированными основными породами рассматриваемой ассоциации являются диабазовые дайки, представляющие собой удобный объект для исследования возможного мантийного источника пород анортозит-рапакиви-

Таблица 5

гранитоидов Салминского батолита

		Улялегский массив					
403-13	14-1	16709	B-1806	B-1808	U-405	U-407	B-1802
LFGr		BAGr	CBGr				LFGr
75.60	76.10	71.54	76.20	73.27	74.84	74.20	74.02
0.07	0.01	0.48	0.12	0.34	0.17	0.15	0.04
13.60	13.07	12.34	12.22	11.86	11.94	12.45	13.95
0.38	0.16	1.14	0.52	1.27	0.93	0.67	0.45
1.79	1.26	3.22	1.63	4.00	2.09	2.21	1.29
0.03	0.01	0.06	0.02	0.06	0.10	0.09	0.02
0.22	0.13	0.10	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
0.97	0.22	1.52	0.49	1.23	0.82	0.76	0.62
2.23	4.60	3.46	3.41	3.30	2.80	3.00	4.16
4.45	4.76	4.39	5.30	4.03	5.40	5.61	5.13
0.02	0.005	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
0.14							
1.19	0.62	0.25	0.46	1.07	0.91	0.85	0.50
1.10	0.126	0.09	0.23	0.31	0.27	0.18	0.31
686		31					
893	586	132	234	233	258	264	475
21	15	128	42	42	26	42	11
21.8	33	40	84	178	101	101	168
51.6	118	375	316	627	393	407	169
3.93		10	13				
79.3	57	20	80	133	129	93	120
30.5		1.1	5.3				
55		24	41	36	41	38	53
7.73	32	8.5	18	33	42	32	52
4.99							
50		1057	606	480	360	718	271
36		70	21	64	32	20	24
36		23	21	82	25	24	28
7		4.2	1	16	2	6	5
30		11	21	5	10	5	1

гранитных плутонов, так как в них процессы коровой контаминации проявлены в минимальной степени (Farmer, 2003). Диабазы Выборгского батолита принадлежат к дифференцированным высокожелезистым и высококалиевым толеитам с низкими значениями Mg# (25.9—49.8) и низкими содержаниями совместимых элементов (Cr 13—85 и Ni 17—49 ppm). Породы характеризуются также высокими содержаниями TiO_2 (1.83—3.17%) и P_2O_5 (0.41—1.31%). Для диабазов характерно общее обогащение несовместимыми элементами при некотором преобладании LILE по отношению к HFS-элементам (Ba/Nb = 21—42; La/Nb = 1.6—3.3). Характерны высокое содержание REE и обогащение LREE (рис. 15, *∂*, $[La/Yb]_N$ = = 5.2—6.7; La = 28.1—54.9 ppm; Yb = 3.25—5.50 ppm) (Rämö, 1991). Характерны также высокие содержания F (0.11—0.30%), более высокие даже, чем в ассо-

Химический состав представительных образцов и перекрывающих его

Компоненты	Карельский кратон		Купола гнейсогранитов Саво-Ладожской зоны				
	30587	YAR	264-A	265	264	C-1	
	GD	Tn	Gn-G				
SiO_2	64.87	64.11	73.77	69.02	73.60	42.07	
TiO_2	0.52	0.53	0.17	0.30	0.09	4.37	
Al_2O_3	15.58	15.70	13.85	15.48	14.40	13.14	
Fe_2O_3	2.04	2.36	2.36	4.03	0.85	11.19	
FeO	1.56	2.33			0.79	3.52	
MnO	0.04	0.06	0.04	0.05	<0.01	0.14	
MgO	2.33	2.58	0.69	1.02	0.54	9.80	
CaO	3.38	3.92	2.10	2.43	0.72	3.93	
Na_2O	4.90	5.09	5.29	4.11	4.80	3.11	
K_2O	3.58	2.67	0.89	2.49	3.20	1.87	
P_2O_5	0.32	0.21	<0.04	0.11	0.067	1.58	
П.п.п.	1.26	0.83	0.66	<0.50	0.59	4.41	
Mg#						56.5	
F	0.056	0.07	<0.02	0.028		0.20	
Rb	115	112	33	78	72	40	
Sr	869	632	308	439	235	360	
Y	18	21	4	8	6	57	
Zr	156	141	105	86	93	429	
Hf						11.5	
Nb	9	11	4	2	3	45	
Ta						2.8	
Pb	32	19	16	19	20	21	
Th	15	19	5	2	2	8	
Ba	1352	792	122	939	966	1651	
Cr	55	65	100	108	76	56	
Ni	33	39	3	15	4	18	
Co	9	13	0.3	4	2	45	
V	43	95	16	46	1	235	

циирующих гранитах рапакиви (Salonsaari, 1995). Распределение несовместимых элементов ближе всего соответствует высоко-Ti траппам. Спайдерграмма (рис. 15, *е*) демонстрирует Sr, Nb, иногда Th отрицательные аномалии. Все это, а также пониженные значения Ce/Pb отношения (6.6—13.4) свидетельствуют о роли литосферного компонента в источнике этих диабазов.

Среди представителей более позднего йотнийского магматизма наименее дифференцированными породами являются базальты салминской свиты (табл. 6, 7; рис. 15, *ж*, *з*). Они также принадлежат к высокожелезистым калиевым толеитам. От диабазов анортозит-рапакивигранитных массивов они отличаются более высокими значениями Mg# (52.6—59.0), но при таких же низких содержаниях Cr (50—74 ppm) и Ni (18—26 ppm). Для них характерны экстремально высокие

Таблица 6

гранитоидов, вмещающих породы Салминского батолита йотнийских изверженных пород

Салминская свита						
С-1-1	С-1-2	С-1-3	С-1-6	С-1-7	С-1-8	С-1-9
			В			
43.54	43.13	42.93	42.91	44.07	40.88	43.18
4.68	4.59	4.32	4.37	4.13	5.23	4.31
13.08	12.97	13.64	12.99	12.56	11.85	13.57
11.22	12.69	10.77	11.72	11.59	13.92	9.62
3.11	2.98	3.27	3.45	3.12	2.54	3.60
0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.12	0.14
9.26	8.87	9.35	9.50	9.05	12.06	8.28
3.52	3.62	4.19	3.86	4.20	2.86	4.52
3.44	3.29	3.36	3.22	3.10	3.06	2.79
2.16	1.99	1.96	1.96	1.98	1.53	1.68
1.56	1.57	1.66	1.66	1.61	1.76	1.58
4.24	4.10	4.22	4.24	4.40	3.99	6.15
55.8	52.6	56.5	55	54.6	59	54.9
0.23	0.24	0.24	0.24	0.25	0.16	0.18
40	40	39	39	39	21	40
359	377	350	358	383	355	350
64	61	58	60	61	58	53
448	442	443	425	477	429	438
48	48	47	43	53	45	45
16	19	19	17	15	22	12
7	5	7	2	2	10	7
1746	1854	1710	1716	1622	1327	1383
57	53	60	62	74	48	50
21	21	24	24	26	21	19
44	43	35	42	43	36	37
231	263	242	204	250	246	222

содержания TiO_2 (4.13—5.23%), P_2O_5 (1.56—1.76) и F (0.16—0.25%) и общее обогащение несовместимыми элементами, особенно Ba, LREE, Zr, при некотором преобладании LILE по отношению к HFS-элементам (Ba/Nb = 29.5—39.9; La/Nb = 1.8). REE более фракционированы, чем в диабазах ($[La/Yb]_N$ = 11.4; La = = 81 ppm), что свидетельствует о меньшей степени парциального плавления источника этих пород и наличии граната в рестите. Содержания некогерентных элементов в этих базальтах выше, чем в высокотитанистых траппах. Спайдерграмма лежит в поле высокотитанистых щелочных базальтов, отличаясь лишь наличием позитивной Ba и негативной Sr аномалий, демонстрируя также слабо проявленные Nb-Ta, Th и U негативные аномалии. Повышенные Ba/Nb- и La/Nb отношения (рис. 19) и пониженное Ce/Pb отношение (8.9), так же как и в диа-

Таблица 7

Содержания REE в породах Салминского батолита и йотнийском базальте салминской свиты, ppm

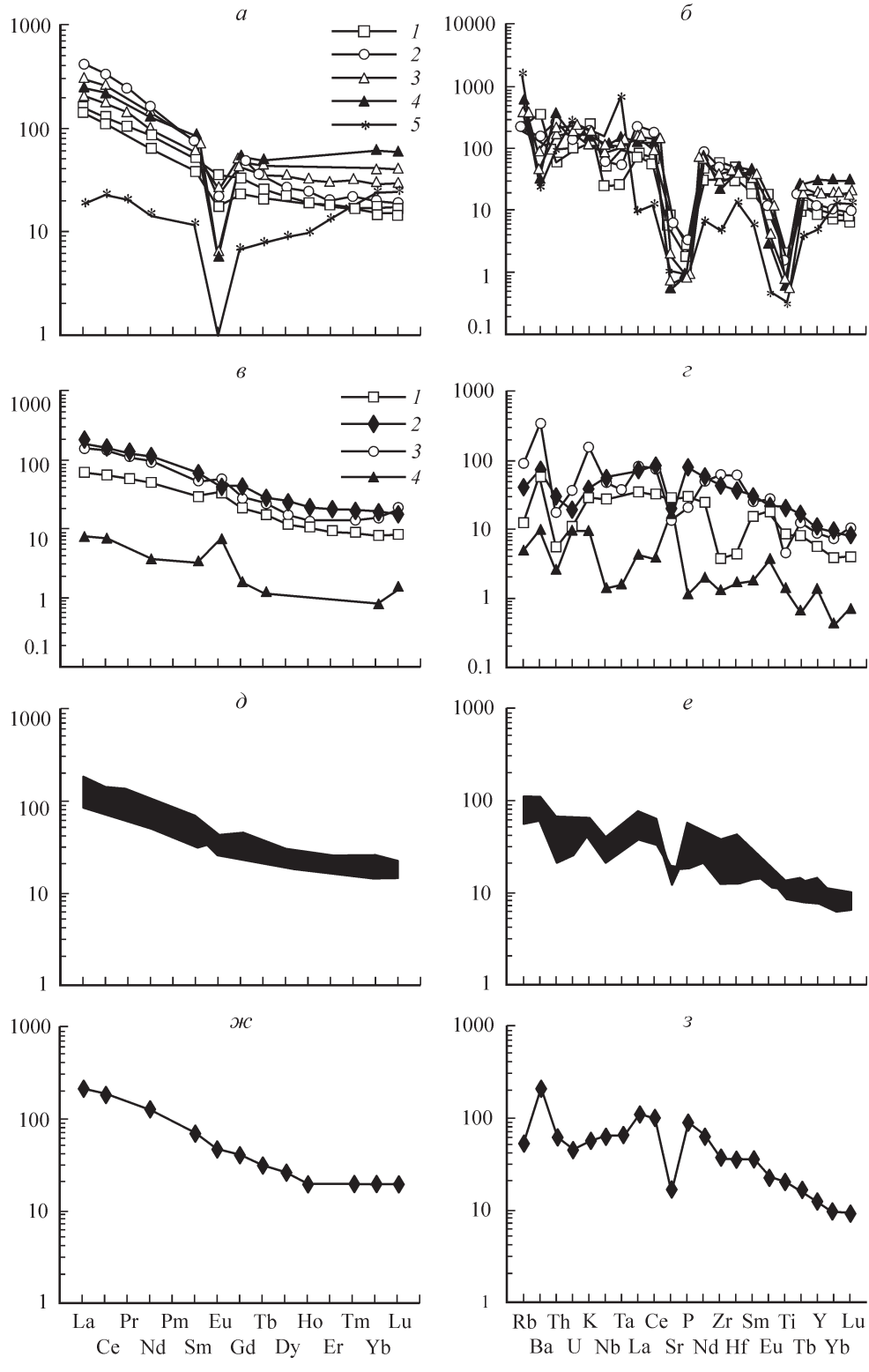
Компоненты	Салминский батолит											Салминская свита
	Салминский массив									Улялегский массив		
	7-122	4-119	19/27	Б	16711	8-165	41	2002	403-13	16709	B-1806	C-1
	An	Jt	QMnz	HAG	Q-Sy	Vt	CBGr	FBGr	LFGr	BAGr	CBGr	B
	ICP MS		INA		ICP MS			INA	ICP MS	INA		
La	24.9	52.8	56.0	2.9	52.5	147	75.0	88.0	6.73	53.0	111.0	81.0
Ce	55.1	119	133	7	108	287	164	209	20.3	105	237	188
Pr	7.27	15.9			13.4	31.0	18.3		2.74			
Nd	32.6	67.6	69.00	2.70	54.2	103	66.2	95.00	9.39	44.00	97.00	93.00
Sm	6.58	13.5	11.70	0.76	11.2	16.0	13.7	19.50	2.43	8.80	16.00	16.60
Eu	3.17	3.31	4.36	0.60	2.82	1.91	0.51	0.48	0.074	1.52	2.05	4.02
Gd	6.18	12.6	8.10		9.77	14.4	13.1		1.93			12.50
Tb	0.85	1.66	1.35	0.07	1.34	1.91	2.00	2.80	0.43	1.20	2.50	1.84
Dy	4.50	8.98	6.00		7.45	9.18	12.5		3.27			9.90
Ho	0.86	1.70	1.05		1.46	1.90	2.61		0.79			1.70
Er	2.09	4.50			3.96	5.07	7.12		3.03			
Tm	0.29	0.63	0.48		0.56	0.76	1.11		0.68			0.70
Yb	1.80	4.09	3.52	0.20	3.58	4.69	6.97	15.00	5.25	3.80	10.00	4.80
Lu	0.28	0.59	0.70	0.05	0.57	0.67	1.06	2.20	0.85	0.57	1.50	0.71
$[La/Yb]_N$	9.35	8.72	10.75	9.80	9.91	21.18	7.27	3.96	0.82	9.42	7.50	11.40
$[La/Sm]_N$	2.38	2.46	3.01	2.40	2.95	5.78	3.45	2.84	1.74	3.79	3.67	3.07
$[Gd/Yb]_N$	2.78	2.50	1.86	2.05	2.21	2.49	1.52	0.89	0.28	1.50	1.16	2.11
Eu/Eu*	1.52	0.77	1.37	5.29	0.82	0.38	0.12	0.08	0.08	0.59	0.41	0.85

базах Выборгского батолита, свидетельствуют о важной роли литосферного компонента в источнике этих базальтов. Высокая обогащенность базальтов Ba, а также Ti, Zr, Nb, K и F, скорее всего, свидетельствует о метасоматизированном литосферном мантийном источнике, содержащим флогопит и амфибол (Farmer, 2003) и низкой степени плавления. По данным Д. А. Франк-Каменецкого (1998), первичная магма этих базальтов формировалась при ~10% плавлении гранатового лерцолита с последующей 75—85% кристаллизационной дифференциацией (Ol + CPx) в условиях низкой фугитивности кислорода, соответствующей FMQ-буферу.

На дискриминационных диаграммах диабазы Выборгского плутона и йотнийские базальты ложатся в поля внутриплитных базальтов (рис. 20; Rämö, 1990, 1991). Они принадлежат к высокотитанистым и высококалиевым толеитам и демонстрируют геохимические черты «продвинутых» континентальных базальтов. Низкие содержания совместимых элементов, негативные Sr аномалии и характер распре-деления REE свидетельствуют о высокой степени дифференцированности этих пород. Небольшие отрицательные Rb, Th, U, Ta, Nb аномалии на спайдерграммах тех и других, возможно, связаны также и с контаминацией исходных магм нижнекоровым веществом. По-видимому, именно эффектом коровой контаминации обусловлен тренд точек диабазов Выборгского батолита, протягивающийся от поля внутриплитных толеитов в поле известково-щелочных базальтов вулканических дуг, на диаграмме Th—Hf/3—Ta (рис. 20, *б*). Йотнийские базальты, так же как и постйотнийские дайки диабазов (1.26 млрд лет; Suominen, 1991), контаминированы в значительно меньшей мере, так как на этом графике они лежат исключительно в поле внутриплитных толеитов.

1.1.4. Мангерит-рапакивигранитная группа

Плутоны этой группы развиты в пределах складчатого пояса Рио-Негро—Журена (1.80—1.55 млрд лет) оловорудной провинции Рондония, в юго-западной части Амазонского кратона (рис. 21). Типичными представителями являются наиболее древние рапакивигранитсодержащие комплексы провинции: Сьерра-да-Провиденсиа (1.57—1.53 млрд лет) и Санто-Антонио и Теотонио (1.41—1.39 млрд лет) (рис. 22). По размерам массивы этой группы значительно меньше, чем плутоны анортозит-мангерит-гранитной и анортозит-рапакивигранитной групп. Наиболее крупный массив Санто-Антонио занимает площадь около 2000 км^2. С массивами этих комплексов ассоциируют калиевые риолиты группы Роозевелт, рои даек диабазов и кварцевых порфиров (Symposium on.., 1995). Анортозиты в этих комплексах редки, габброиды и мангериты встречаются практически постоянно, но они резко подчинены по отношению к гранитам. Иногда отмечаются чарнокиты. Выделяются две основные группы гранитов: биотит-амфиболовые граниты (питерлиты и выборгиты) и биотитовые граниты, при явном преобладании первых. С ними ассоциируют небольшие тела, сложенные фаялит-пироксеновыми гранитами, сиенитами, монцонитами и монцодиоритами. Граниты принадлежат к высококалиевому субщелочному типу щелочно-известковой серии. Развиты как метглиноземистые, так и перглиноземистые породы (A/CNK = = 0.83—1.22). Характерна высокая железистость пород, возрастающая по мере увеличения содержаний SiO_2, — в гранитах она всегда выше 0.9. Граниты обогащены LIL-, HFS-элементами, F и принадлежат к гранитам A-типа. Геохимически они близки к типичным гранитам рапакиви Балтийского щита (Bettencourt et al., 1999).


а
б
в
г
д
е
ж
з
1
2
3
4
5
1000
100
10
1
10000
0.1
La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
Rb Ba Th U K Nb Ta La Ce Sr P Nd Zr Hf Sm Eu Ti Tb Y Yb Lu

1.1.5. Рапакивигранитная группа

Типичные представители этого типа — ряд магматических комплексов гранитов рапакиви Бразилии (Bettencourt et al., 1999). В провинции Рондония (юго-западная часть Амазонского кратона) — это комплексы Алто-Кандейас (1.35—1.34 млрд лет) и Сан-Лоренцо—Карипунас (1.31 млрд лет), локализованные в складчатых поясах Рио-Негро—Журена (1.80—1.55 млрд лет) и Рондониа—Сан-Игнасио (1.5—1.3 млрд лет) (рис. 22). В северной части кратона — это крупнейший в Южной Америке массив Паргуаза (1.54 млрд лет) в складчатом поясе Вентури—Тапайос (1.95—1.80 млрд лет) (рис. 21). К этой же группе можно отнести граниты рапакиви комплекса Нуэлтин (см. рис. 3, 23, *в*) тектонической зоны Сноу-Бёрд провинции Черчилл на севере Канады (Peterson et al., 2002) и, возможно, граниты рапакиви комплекса Хилтаба (Роксби-Даунс) вулканоплутонического пояса Голер-Рендж (1.60—1.59 млрд лет), расположенного в пределах кратона Голер (рис. 24) в Юго-Восточной Австралии (Creaser, 1996).

В массивах этой группы практически отсутствуют основные породы и лишь спорадически отмечаются мангериты. Преобладающим распространением пользуются биотит-амфиболовые граниты рапакиви, преимущественно питерлиты, реже выборгиты. С ними иногда ассоциируют кварцевые сиениты и фаялит-амфиболовые граниты. Развитие более дифференцированных разновидностей, таких как биотитовые граниты и щелочно-полевошпатовые граниты, ограничено. Практически для всех магматических комплексов характерны комагматические вулканические серии.

Все гранитоиды и вулканиты относятся к субщелочному типу высококалиевой щелочно-известковой серии и характеризуются при этом высокой железистостью (> 0.9). Преобладающим распространением пользуются слабоперглиноземистые граниты (A/CNK = 0.88—1.08). Граниты обогащены некогерентными элементами и фтором, а их геохимические характеристики соответствуют внутриплитным гранитам и гранитам А-типа (Mendoza, 1975; Bettencourt et al., 1999; Peterson et al., 2002). В незначительных объемах в массивах этого типа иногда присутствуют щелочные граниты, геохимически очень близкие гранитам рапакиви (Bettencourt et al., 1999).

* * *

Таким образом, различные группы магматических комплексов АМЧРГ-магматической ассоциации образуют закономерный ряд от наиболее глубинных анортозит-чарнокитовых комплексов до рапакивигранитных. Глубинность становления плутонов в этом ряду снижается от 7—8 до ~1.0 кбар. Комагматичные бимодальные вулканиты, не характерные для наиболее глубинных членов этого

Рис. 15. Графики распределения REE (*а*, *в*, *д*, *ж*) и спайдерграммы (*б*, *г*, *е*, *з*) гранитов рапакиви и ассоциирующих пород южной части Балтийского щита.

а, *б* — гранитоиды Салминского батолита: *1* — кварцевый сиенит, *2* — питерлит, *3* — крупнозернистый биотитовый гранит, *4* — мелкозернистый порфировидный биотитовый гранит, *5* — топазсодержащие граниты (Li-F граниты); *в*, *г* — основные породы Салминского батолита: *1* — анортозит, *2* — йотунит, *3* — кварцевый монцонит, *4* — высокоглиноземистое габбро; *д*, *е* — диабазы дайкового роя Суомениеми Выборгского батолита (Rämö, 1991); *ж*, *з* — йотнийский базальт салминской свиты.

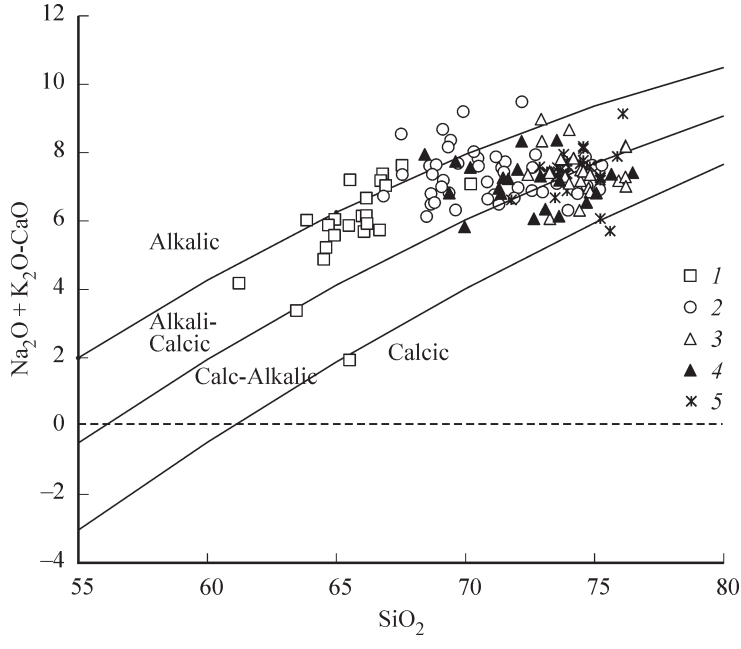


Рис. 16. Диаграмма ($Na_2O + K_2O – CaO$)—SiO_2 (Frost et al., 2001) для гранитоидов Салминского батолита.

1 — кварцевые сиениты; *2* — биотит-амфиболовые граниты (выборгиты, питерлиты и порфировидные граниты); *3* — крупнозернистые биотитовые граниты; *4* — мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты; *5* — топазсодержащие граниты (Li-F граниты). Поля гранитоидов различных петрохимических серий: Alkalic — щелочная, Alkali-Calcic — щелочно-известковая, Calc-Alkalic — известково-щелочная, Calcic — известковая.

ряда, появляются только с анортозит-рапакивигранитной группой комплексов. Степень дифференцированности гранитоидов также усиливается в направлении к менее глубинным комплексам. Такие породы, как Li-F граниты и онгониты, также появляются только начиная с анортозит-рапакивигранитных комплексов.

Все вышерассмотренные гранитоиды принадлежат к субщелочным внутриплитным гранитам А-типа; при этом важно отметить, что они характеризуются наиболее высокими магматическими температурами, экстремальным Fe-обогащением и нередко включают составы, несколько обедненные кремнеземом, которые не характерны для иных типов гранитов А-типа. Этот тип гранитов среди всех А-гранитов характеризуется наиболее высокими содержаниями калия и наиболее низкими значениями f_{O_2} и f_{H_2O}. Они являются предельно «сухими», «горячими» и «восстановленными», имеют высокие содержания HFSE, REE и F и их Mg-Fe силикаты отличаются экстремально высокой железистостью. Эти граниты могут быть выделены в особый подтип гранитов А-типа, как это предлагают К. Фрост и Б. Фрост (Frost, Frost, 1997), — «восстановленные граниты типа рапакиви». Эволюция этих гранитов осуществляется по плюмазитовому тренду. Конечным продуктом глубокой дифференциации этих магм являются Li-F граниты, представляющие собой типичные редкометалльные граниты.

Породы габбро-анортозитового комплекса по особенностям геологического строения, минеральному и химическому составу принадлежат к типу автономных

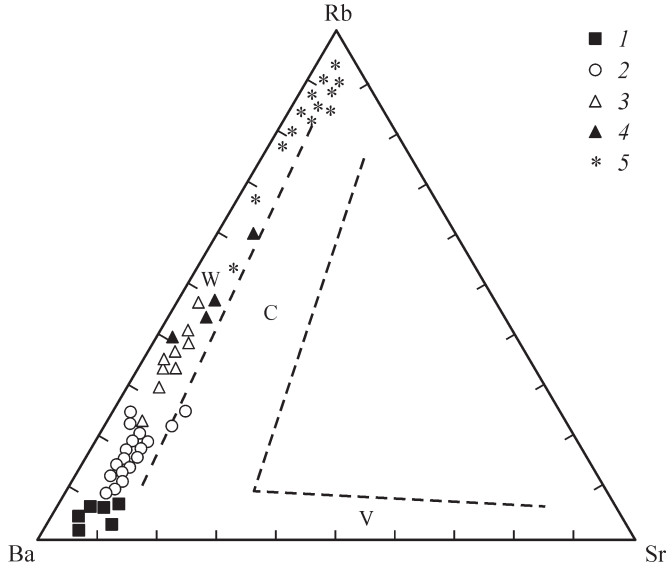


Рис. 17. Диаграмма Rb—Ba—Sr для пород (Liverton, Botelho, 2001) Салминского батолита.

1 — кварцевые сиениты; *2* — биотит-амфиболовые граниты (выборгиты, питерлиты и порфировидные граниты); *3* — крупнозернистые биотитовые граниты; *4* — мелкозернистые порфировидные лейкократовые граниты; *5* — топазсодержащие граниты (Li-F граниты). Поля гранитоидов различных геодинамических типов: W — внутриплитные, C — коллизионные, V — вулканических дуг.

анортозитов (Богатиков, 1979) или «massif type anorthosite» (Ashwal, 1993). Породы этих комплексов дифференцированы на две основные полярные группы. К первой относятся анортозиты, породы, имеющие кумулусную природу, и экстремально деплетированные как на когерентные, так и некогерентные элементы, за исключением Sr и Eu. Формирование этих пород происходило в условиях полибарической кристаллизации, от 10—12 кбар в глубинной магматической камере до окончательной кристаллизации на уровне становления плутонов — 2.5—4.0 кбар. Ко второй группе относятся ферродиориты — высокожелезистые и высококалиевые породы, максимально обогащенные Ti, Ba, Pb и HFS-элементами среди мафических пород и образованные главным образом за счет кристаллизации высокодифференцированного остаточного расплава (Ashwal, 1993; Emslie et al., 1994). Характерной особенностью габбро-анортозитового комплекса является отсутствие экструзивных аналогов.

Базальты и диабазовые дайки, связанные с плутонами этой ассоциации, принадлежат к дифференцированным высокожелезистым и высококалиевым континентальным толеитам. Они значительно обогащены некогерентными элементами и F и ближе всего соответствуют высокотитанистым траппам. Кислые вулканиты бимодальных вулканических комплексов практически идентичны гранитам рапакиви.

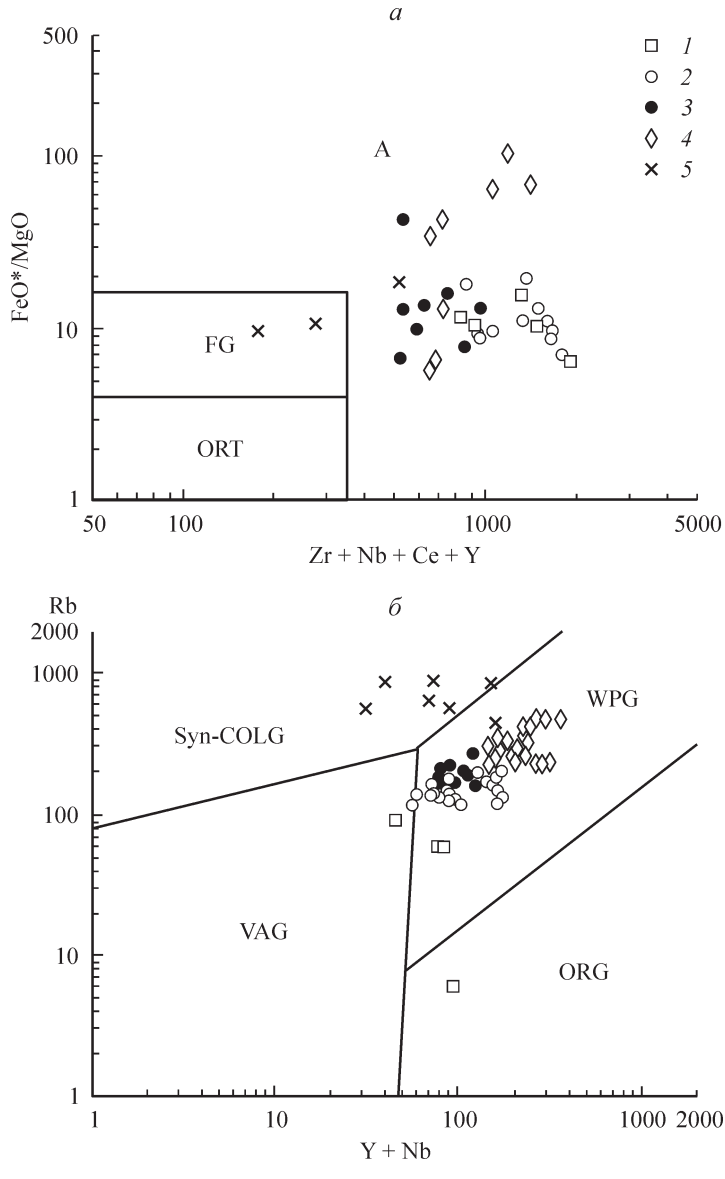


Рис. 18. Дискриминационные тектономагматические диаграммы для пород Салминского батолита.

а — FeO*/MgO—(Zr + Nb + Ce + Y) (по: Whalen et al., 1987); *б* — Rb—(Y + Nb) (по: Pearce et al., 1984). *1* — кварцевые монцониты и сиениты; *2* — кварцевые сиениты; *3* — крупнозернистые биотит-амфиболовые граниты (выборгиты, питерлиты и порфировидные граниты); *4* — биотитовые граниты; *5* — топазсодержащие граниты (Li-F граниты). Поля гранитоидов: ORT — орогенические недифференцированные граниты M-, I- и S-типов; FG — фракционированные орогенические граниты; VAG — граниты островных дуг, Syn-COLG — синколлизионные граниты; Post-COLG — постколлизионные граниты; ORG — граниты океанических хребтов, WPG — внутриплитные граниты.

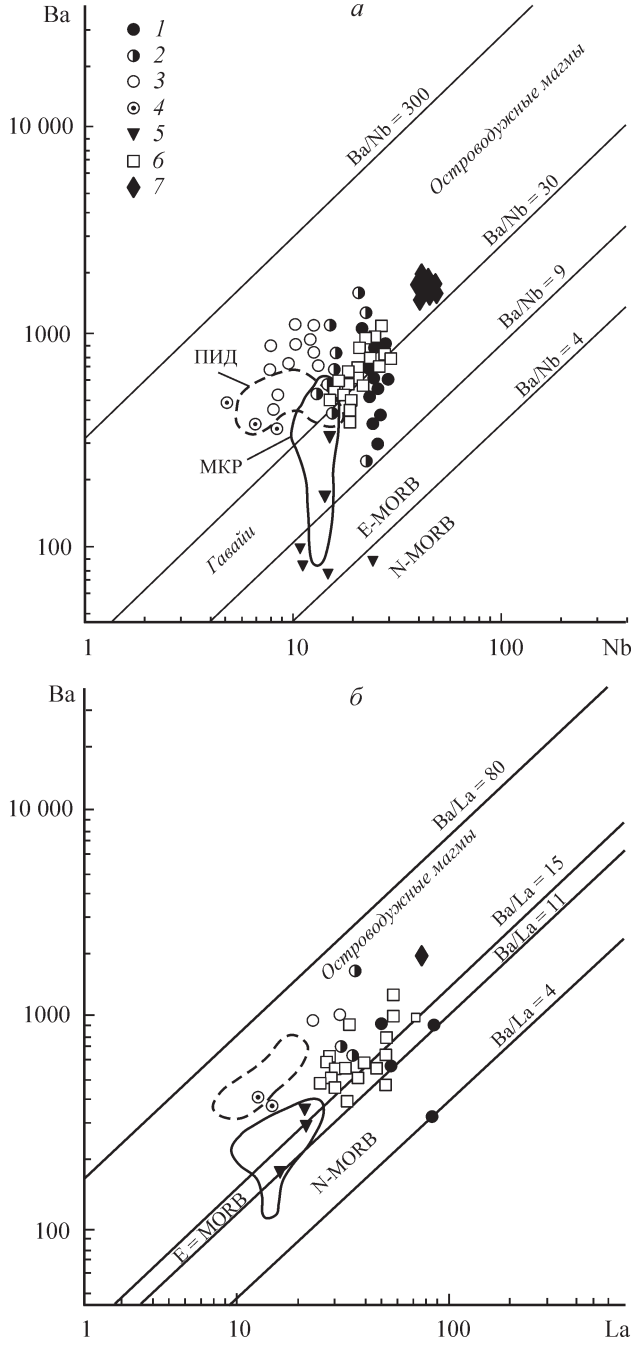


Рис. 19. Диаграммы Ba—Nb (*а*) и Ba—La (*б*) для базальтоидов, ассоциирующих с гранитами рапакиви. По: Кононова и др. (1993).

1—4 — базальты улканской серии: *1* — улкачанская свита, *2* — элгэтэйская свита, *3—4* — базиты бириндинской свиты уянской серии (*3* — базальты, *4* — долериты); *5* — базальты машакской свиты; *6* — диабазовые дайки Выборгского батолита; *7* — базальты йотния (салминская свита). Поля: ПИД — постйотнийские диабазы, МКР — базальты Мидконтинент-Рифта.

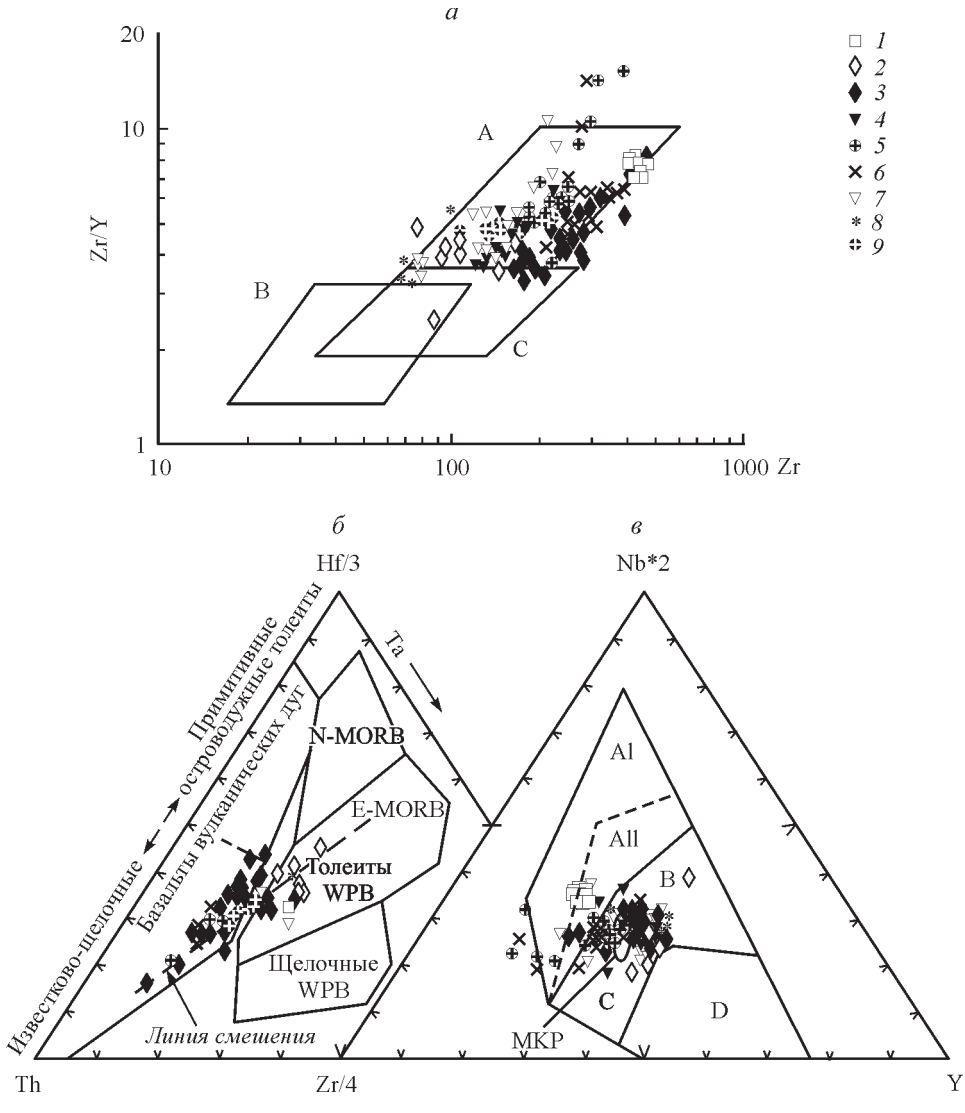


Рис. 20. Диаграммы (*а*) Zr/Y—Zr, (*б*) Th—Hf/3—Ta и (*в*) Zr/4—2Nb—Y для внутриплитных мафических пород.

а — по: Pearce, Norry (1979); *б* — по: Wood (1980); *в* — по: Meschede (1986). С использованием данных Rämö (1991); Patchett et al. (1994); Nicholson et al. (1997). *1* — базальты йотния (салминская свита), *2* — постйотнийские диабазы, *3* — диабазовые дайки Выборгского батолита, *4* — базальты машакской свиты, *5—6* — базальты улканской серии: *5* — элгэтэйской свиты, *6* — улкачанской свиты, *7—8* — базиты биринджинской свиты уянской серии: *7* — базальты, *8* — долериты; *9* — базальты Мидконтинент-Рифт. *а* — внутриплитные базальты (A), базальты вулканических дуг (B), MORB (C); *б* — внутриплитные базальты (WPB), линия смешения внутриплитных базальтов и MORB с известково-щелочными породами (Ewart et al., 1992); *в* — внутриплитные щелочные базальты (A1), внутриплитные щелочные и толеитовые базальты (A11), E-тип MORB (B), внутриплитные толеитовые базальты и базальты вулканических дуг (C), N-тип MORB и базальты вулканических дуг (D).

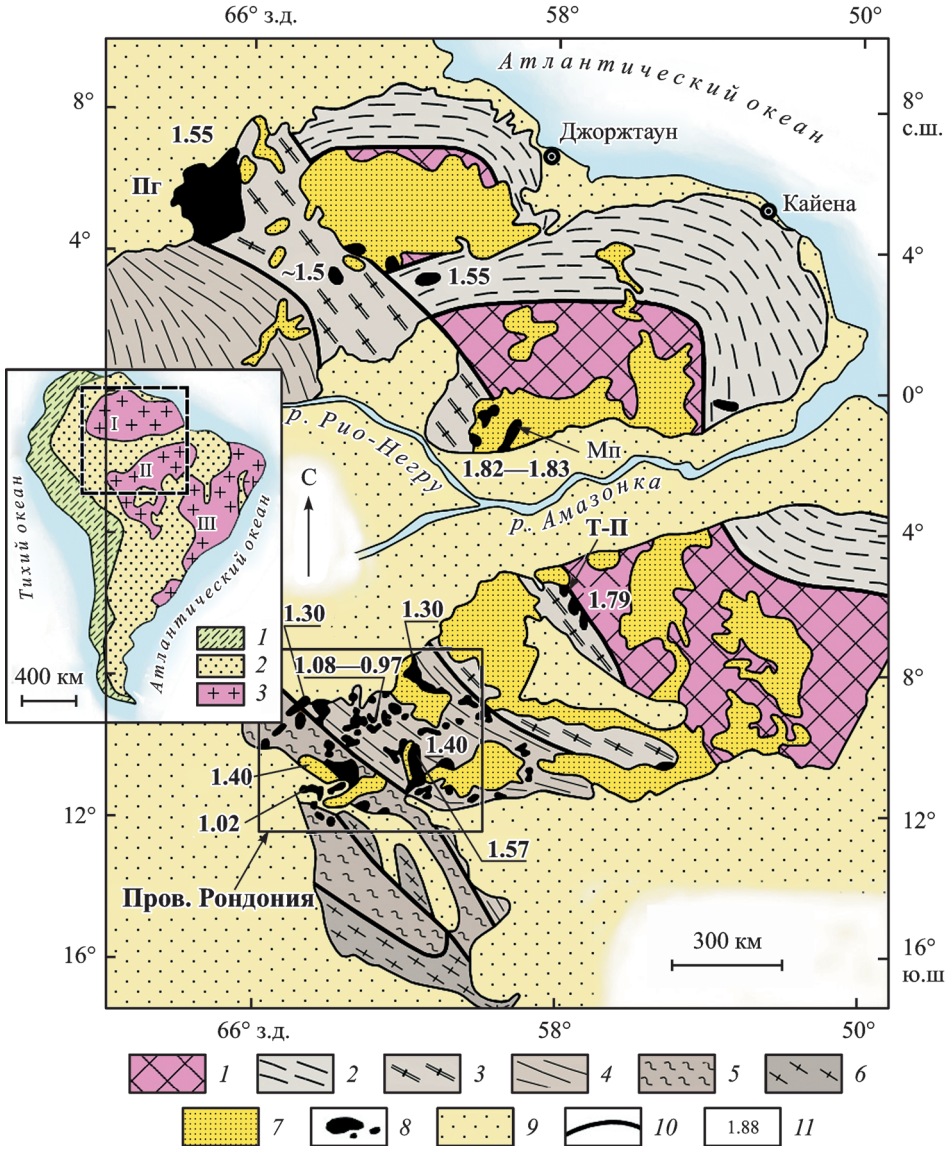


Рис. 21. Схема размещения плутонов гранитов рапакиви на Амазонском кратоне. Составлена по данным: Teixeira et al. (1989); Dall'Agnoll et al. (1994, 1999); Sadowski, Bettencourt (1996); Bettencourt (1999); Payolla et al. (1998); Santos et al. (2004).

1 — Центрально-Амазонская провинция (>2.5 млрд лет); *2—6* — протерозойские тектонические провинции (складчатые пояса): *2* — Марони—Итакайунас (2.2—2.0 млрд лет), *3* — Вентури—Тапайос (2.04—1.90 млрд лет), *4* — Рио-Негру—Журена (1.79—1.55 млрд лет), *5* — Рондониа—Сан-Игнасио (1.51—1.34 млрд лет), *6* — Сунас-Агуапи (1.24—1.00 млрд лет); *7* — протерозойские наложенные впадины; *8* — плутоны гранитов рапакиви и ассоциирующих пород; *9* — фанерозойский осадочный чехол; *10* — границы между складчатыми поясами; *11* — возраст комплексов гранитов рапакиви. Рапакивигранитсодержащие магматические комплексы и провинции: Пг — Паргуаза; Мп — Мапуэра; Т-П — Телес-Пайрес. На врезке: *1* — Андийский пояс; *2* — фанерозойский осадочный чехол; *3* — докембрийский фундамент Южно-Американской платформы. Щиты: I — Гвианский, II — Центрально-Бразильский, III — Атлантический (кратон Сан-Франциско).

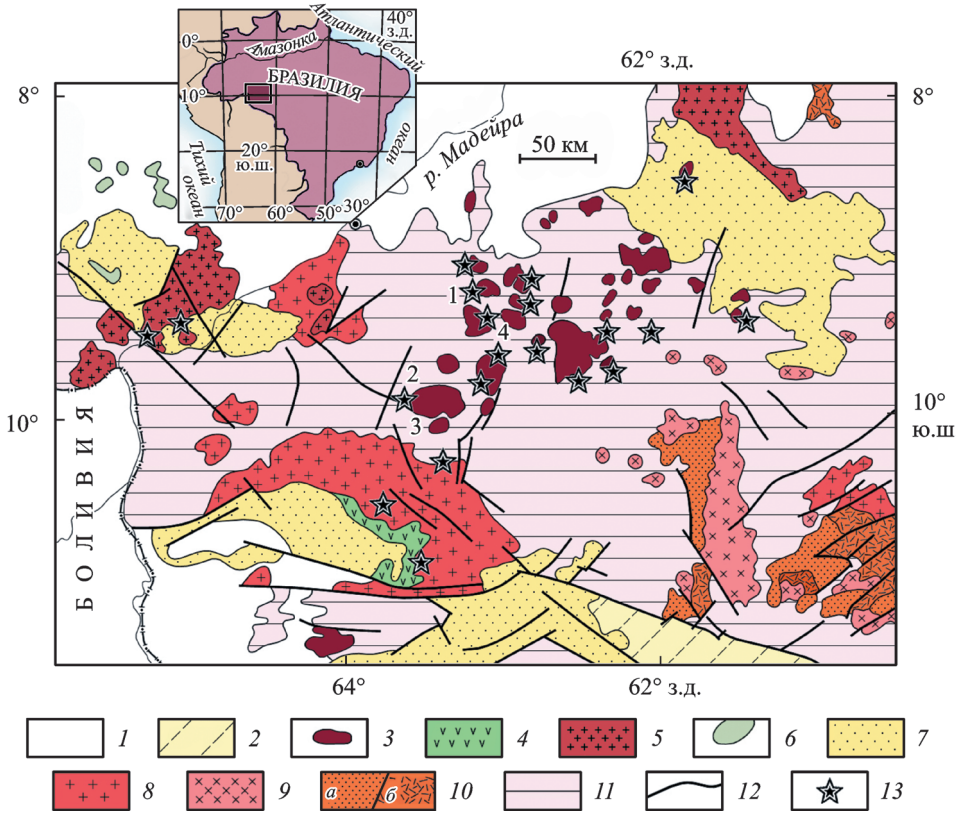


Рис. 22. Схематическая геологическая карта оловоносной провинции Рондония, Амазонский кратон (по: Bettencourt et al., 1999).

1 — четвертичные отложения; *2* — палеозойский платформенный чехол; *3* — рапакивигранит-щелочногранитные комплексы Молодые Граниты Рондонии и Санта-Клара (1.08—0.99 млрд лет); *4* — базальты формации Нова-Флорешта; *5* — рапакивигранитные комплексы Алто-Кандеяс (1.35—1.34 млрд лет) и Сан-Лоренцо—Карипунас (1.31 млрд лет); *6* — габброанортозиты; *7* — метаосадочные породы формаций Праинья и Палмериая; *8* — мангерит-рапакивигранитный комплекс Теотонио (1.41—1.39 млрд лет); *9* — мангерит-рапакивигранитный комплекс Сьерра-да-Провиденсиа (1.57—1.53 млрд лет); *10* — субплатформенный вулканогенно-осадочный комплекс (*а* — осадочная формация Бенефисекте, *б* — формация кислых вулканитов Роозевелт); *11* — палеопротерозойский комплекс основания; *12* — разрывные нарушения; *13* — Sn-месторождения и рудные поля. Наиболее крупные месторождения: 1 — Санта-Барбара, 2 — Бом-Футуро, 3 — Массангана, 4 — Качоиринья.

1.2. Анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная ассоциация

В отличие от предыдущей эта ассоциация развита более ограниченно. В ее составе наряду с основными членами АМЧРГ-ассоциации появляются щелочные граниты. Ее формирование охватывает также достаточно широкий интервал — от 1.83 и до 1.0 млрд лет. В наиболее полном виде, когда присутствуют почти все члены этой ассоциации, она проявлена, по-видимому, только на Сибирской платформе в Билякчан-Улканском вулканоплутоническом поясе и в комплексе

Найн на Канадском щите. Чаще всего какие-то члены этой ассоциации выпадают или проявлены очень редуцированно. В целом же здесь тоже можно составить некий ряд, в котором последовательно снижается роль пород основного состава и усиливается роль пород кислого состава и который, скорее всего, можно объяснить различным уровнем эрозионного среза. В пределах этого ряда можно выделить три группы магматических ассоциаций, различающихся объемными соотношениями пород и их глубинностью: анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная, мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная и рапакивигранит-щелочногранитная (см. табл. 1).

1.2.1. Анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная группа

Улкан-Джугджурская ассоциация

Геологическое положение и возраст. Эта ассоциация локализована в центральной части Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса, протягивающегося более чем на 750 км по юго-восточной границе Сибирской платформы от Охотского массива на севере до Монголо-Охотского складчатого пояса на юге (рис. 25, I). Пояс имеет асимметричное строение, в направлении с севера на юг происходит последовательное увеличение глубинности формирования пород этого пояса. Северная его часть (Билякчанский грабен) сложена терригенными и вулканогенными породами при явном преобладании первых. Центральная часть пояса — улканский вулканоплутонический комплекс (рис. 25, II). Южная часть пояса представлена крупными массивами анортозитов. Асимметричность пояса выражается еще и в том, что он обладает элементами трехлучевого строения. От центральной его части (Улканский грабен), представляющей собой зону тройного сочленения, в северо-западном направлении ответвляется третий сегмент, менее развитый, нежели северный и южный. В этом сегменте фиксируются небольшие тектонические блоки вулканических пород и мелкие массивы гранитов, аналогичные таковым в Улканском грабене, и рои даек базитов. Трехлучевое строение еще больше подчеркивается более поздними рифейскими прогибами.

В состав улканского комплекса входят: 1) вулканогенно-осадочные образования улканской и уянской серий, выполняющие Улканский грабен; 2) граниты Северо-Учурского массива, прорывающие породы улканской серии; 3) породы амундалинского вулканогенно-экструзивного комплекса; 4) целый ряд небольших интрузий и даек диабазов и габбродиабазов. Дайки выходят далеко за пределы грабена, образуя протяженный рой (> 200 км) северо-западного простирания (рис. 25, II). Улканский грабен приурочен к мощной субширотной зоне разломов, в зоне влияния структур Станового шва, и вытянут в субширотном направлении примерно на 110 км. Грабен локализован в южной части Тимптоно-Джелтулинского террейна Алданской гранулит-гнейсовой области, представляющей собой крупнейший палеопротерозойский складчатый пояс (Frost et al., 1998; Ларин и др., 1999б; Котов, 2003). Расположенный южнее Южно-Учурский массив гранитоидов приурочен к структуре Станового шва, а Геранский анортозитовый массив локализован уже в Джугджурском тектоническом блоке Пристанового пояса высокобарических гранулитов, трактуемом как палеопротерозойская сутурная зона (Гусев, Хаин, 1995), сшивающая Алданский и Становой тектонические домены. Южно-Учурский массив сложен гранитами рапакиви (Недашковский, Ленников, 1991), а Геранский массив является типичным представителем джугджурского комплекса автономных анортозитов (Богатиков, 1979; Суханов и др., 1990). Все вышеназванные магматические образования принадлежат к единой Улкан-

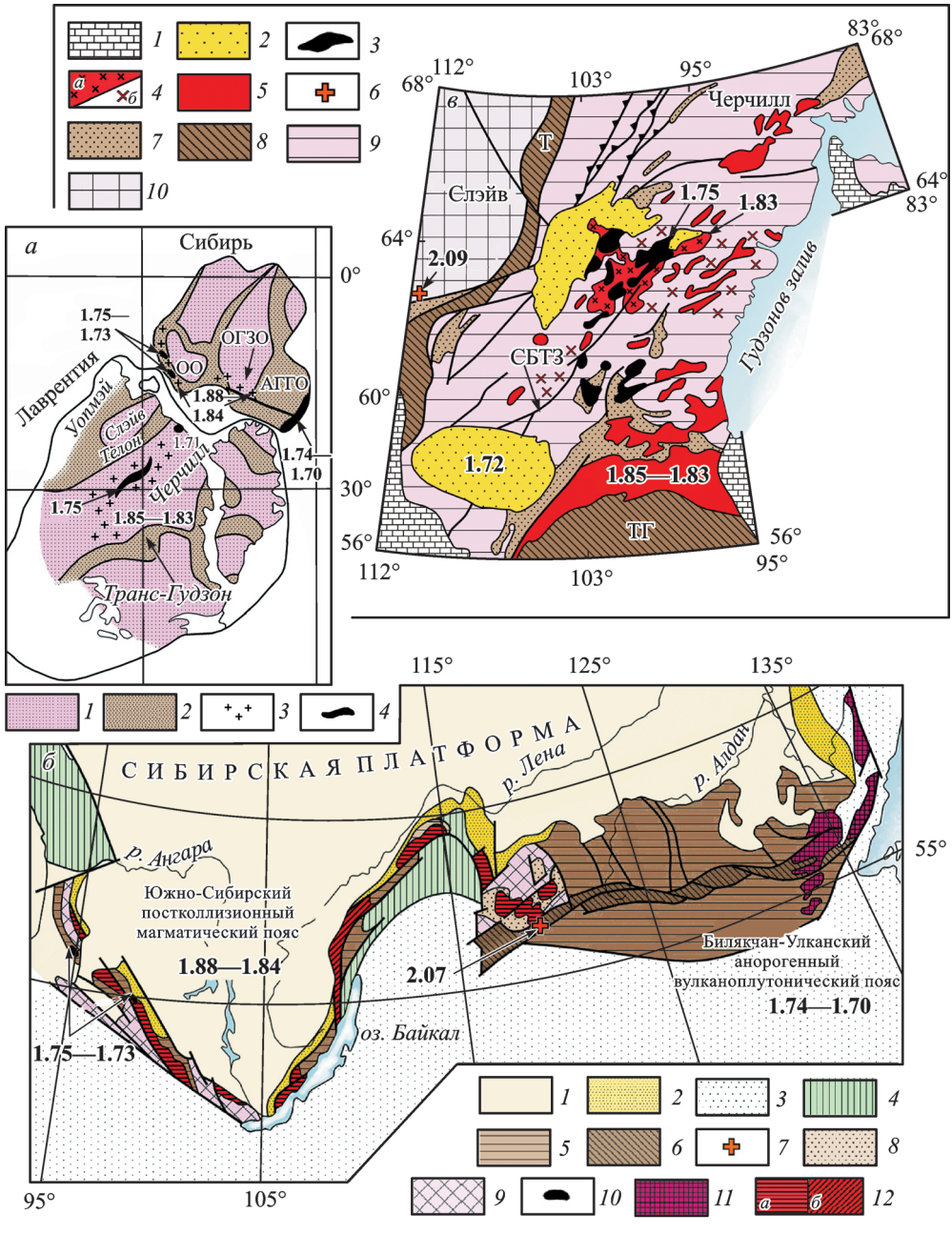


Рис. 23. Корреляция палеопротерозойских тектонических событий Сибирского кратона и Лаврентии.

а — реконструкция взаимного расположения Сибири и Лаврентии на ~1.85 млрд лет (по: Диденко и др., 2003), с упрощениями и дополнениями. *1* — архейские кратоны; *2—4* — палеопротерозойские геологические образования: *2* —складчатые пояса, *3* — постколлизионные магматические комплексы (субщелочные граниты, высоко- и ультракалиевые плутонические и вулканические породы), *4* — анорогенные магматические комплексы (граниты рапакиви, субщелочные и щелочные граниты А-типа, бимодальные и кислые вулканиты). На врезке: ОГЗО — Олёкминская гранит-зеленокаменная

Джугджурской магматической ассоциации, сформированной в узком возрастном интервале — 1.74—1.70 млрд лет (Larin et al., 1997). Породы этой ассоциации совершенно не метаморфизованы и не складчаты, и их формирование имело место спустя 260—300 млн лет после консолидации вмещающих складчатых структур (~ 1.9 млрд лет; Frost et al., 1998; Котов, 2003). Последовательность событий при формировании Улкан-Джугджурской магматической ассоциации отображена на рис. 26 и 27.

Геологическое строение и петрография. Наиболее ранними образованиями Улкан-Джугджурской ассоциации являются анортозиты Геранского массива — 1736±6 млн лет (Неймарк и др., 1992б). Вероятнее всего, он представляет собой западную часть гигантского Джугджурского массива (> 7000 км^2), разделенного на две части (Геранский и Лантарский массивы) Магейским вулканическим поясом. Геранский массив представляет собой мощное пластинообразное тело (3700 км^2), прорывающее вмещающие гнейсы и гранулиты (рис. 28). Центральная его часть (> 80% площади массива) сложена анортозитами и габброанортозитами. Эти породы образуют чередующиеся слои мощностью до нескольких сотен метров, связанные постепенными переходами (Богданова, 1984). По периферии массива развиты габбронориты, нориты, йотуниты, монцониты и сиениты, редко — ультрабазиты, относимые к «краевой меланократовой группе» (Суханов и др., 1990) и образующие иногда секущие тела в породах «центральной группы». От последних они отличаются более мелкозернистым сложением и наличием магматической расслоенности, иногда ритмической (Ленников, 1979).

область; ОО — Онотская область; АГГО — Алданская гранулит-гнейсовая область. Стрелки указывают возраст (в млрд лет) постколлизионных и анорогенных магматических комплексов. *б* — схема геологического строения южной части Сибирской платформы: *1* — фанерозойские осадочные породы чехла Сибирской платформы; *2* — рифейские перикратонные прогибы и авлакогены; *3* — фанерозойские складчатые пояса; *4* — рифейские складчато-надвиговые пояса на раннедокембрийском основании; *5* — палеопротерозойские складчатые пояса; *6* — палеопротерозойская Пристановая сутурная зона; *7* — уникальное по запасам редкометалльное месторождение Катугин в щелочных гранитах (2.07 млрд лет); *8* — континентальные осадочные породы пассивной континентальной окраины (впадины удоканского типа, > 2.18 и < 1.88 млрд лет); *9* — AR гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые области; *10* — анорогенные граниты (чарнокиты кузеевского и граниты подпорогского комплексов, 1.75—1.73 млрд лет); *11* — Билякчан-Улканский анорогенный вулканоплутонический пояс (АМРГЩГ-ассоциация, 1.74—1.70 млрд лет); *12* — Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс, сложенный породами РГШ-ассоциации, 1.88—1.84 млрд лет (*а* — граниты рапакиви, высококалиевые чарнокиты и S-граниты, *б* — вулканические и плутонические образования высококалиевой и шошонитовой серий Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса). *в* — схема геологического строения западной части провинции Черчилл, Канадский щит (по: Peterson et al., 2002), с упрощениями. *1* — палеозойские осадочные породы чехла Северо-Американской платформы; *2* — песчаники и конгломераты формации Телон (наложенные впадины типа Атабаска, 1.72 млрд лет); *3* — анорогенная вулканоплутоническая ассоциация (граниты рапакиви Нуэлтин и риолиты формации Ритц, 1.75 млрд лет); *4—5* — постколлизионные образования: *4*, *а* — вулканогенно-осадочная серия Бэйкер-Лейк (высококалиевые вулканиты, песчаники и конгломераты, 1.83 млрд лет), 4, *б* — область широкого развития даек минетт; *5* — граниты Хадсон (1.85—1.83 млрд лет); *6* — уникальное по запасам редкометалльное месторождение Тор-Лейк в щелочных гранитах и сиенитах комплекса Блатчфорд-Лейк (2.09 млрд лет); *7* — континентальные осадочные породы пассивной континентальной окраины (бассейны типа Атапуску, 2.1—1.9 млрд лет); *8* — палеопротерозойские коллизионные орогены (ТГ — Транс-Гудзон, Т — Телон); *9* — провинция Черчилл (архейская кора, переработанная в палеопротерозое; СБТЗ — Сноубёрд тектоническая зона (PR_1)); *10* — архейская провинция Слэйв. Цифры на схемах — возраст геологических образований (млрд лет).

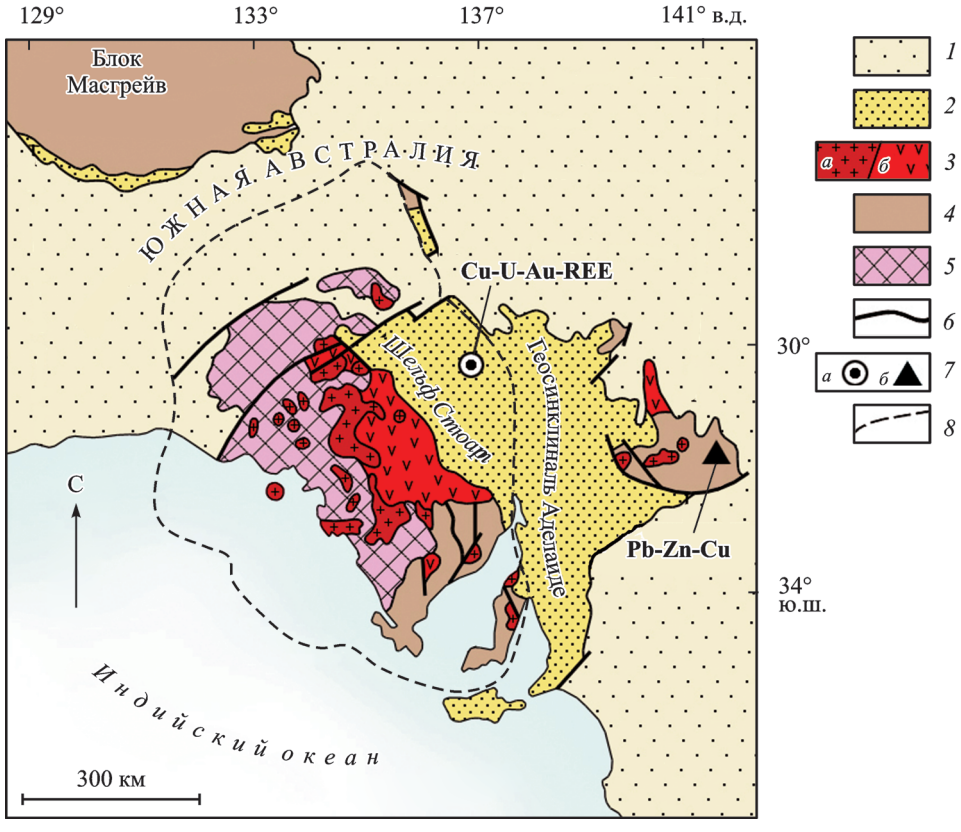


Рис. 24. Схематическая геологическая карта кратона Голер, Ю.-В. Австралия) (по: Fanning et al., 1988; Creaser, 1996).

1 — платформенные осадки; *2* — неопротерозойский и кембрийские осадочные породы («геосинклиналь Аделаиде» и «шельф Стюарт»); *3* — мезопротерозойская (1.6 млрд лет) вулкано-плутоническая ассоциация Голер-Рэндж: *а* — граниты Хилтаба, *б* — вулканиты Голер-Рэндж; *4* — палеопротерозойский складчатый пояс; *5* — архейские гнейсы и сланцы Голер; *6* — разломы; *7* — месторождения: *а* — Олимпик-Дам, *б* — Брокен-Хилл; *8* — контуры кратона Голер.

Южно-Учурский массив (1727 ± 6 млн лет; Неймарк и др., 1992а) представляет собой довольно крупное (1500 км^2), резко удлиненное в широтном направлении пластинообразное тело (рис. 28). По южной границе он контактирует с анортозитами Геранского массива и находится с ними в эруптивных взаимоотношениях, северная граница имеет тектоническую природу. Преобладающим распространением пользуются биотит-амфиболовые граниты (более 70% площади массива), иногда со структурами рапакиви. Кроме того, присутствуют кварцевые сиениты, сиениты, кварцевые монцониты, монцониты и гранодиориты. Породы повышенной основности характерны главным образом для зон, где проявлены процессы гибридизма. Ксенолиты развиты незначительно. Граниты прорываются дайками йотунитов и диабазов.

Породы улканской серии слагают бóльшую часть грабена. Мощность серии достигает 3200 м, при этом вулканические породы в ее составе явно преоб-

ладают. Она включает три свиты: топориканскую, улкачанскую и элгэтэйскую (Гурьянов, Карсаков, 1990) (рис. 26). Топориканская свита сложена почти исключительно высокозрелыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с горизонтами аллохтонных кор выветривания в основании. Породы отлагались в мелководных прибрежно-морских условиях при слаборасчлененном рельефе. Улкачанская свита представлена оливинсодержащими базальтами, их кластолавами и лавобрекчиями с редкими прослоями песчаников, туфоалевролитов, туффитов и туфов. Образования элгэтэйской свиты представлены эффузивами, игнимбритами и туфами покровной фации. Характерны также экструзивные, жерловые и околожерловые фации. Вулканиты имеют бимодальный состав с преобладанием пород кислого состава: трахириолитов, трахидацитов, трахириодацитов, в меньшей мере — трахитов и кварцевых трахитов. Базальтоиды составляют не более 20% объема вулканических пород свиты, осадочные породы — менее 5%. Возраст трахириолитов элгэтэйской свиты составляет 1720 ± 2.5 млн лет. Практически идентичный возраст был получен и для габброидов гекунданского комплекса — 1718.6 ± 1.3 млн лет (Ларин, 2008). Последний представлен габбродиабазами, габбро и диабазами, образующими небольшие интрузивные тела среди супракрустальных пород и пород улканской серии.

Северо-Учурский массив (700 км^2) локализован в южной части Улканского грабена (рис. 25, II). Для массива характерно большое количество ксенолитов различных размеров, вплоть до очень крупных, представляющих собой провесы кровли вмещающих пород. В строении массива принимают участие три интрузивные фазы (Гурьянов, 2007). Породы первой фазы (~ 70% площади массива) сложены в основном крупнозернистыми биотитовыми гранитами. Породы повышенной основности (кварцевые сиениты, сиениты, кварцевые монцониты, монцониты, монцодиориты и габбромонцониты) характерны для зон проявления процессов гибридизма. Вторая фаза представлена мелкозернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами, образующими небольшие штоко- и плитообразные тела среди гранитоидов первой фазы. Породы третьей фазы образуют небольшие штоки в восточной части массива, сложенные щелочными гранитами и сиенитами. Для них типичны полосчатые текстуры, обусловленные чередованием лейкократовых гранитов и мезократовых сиенитов и напоминающие магматическую расслоенность. С телами щелочных гранитов ассоциируют разнообразные дайки, состав которых варьирует от лампрофиров до бостонитов, сельвсбергитов, грорудитов, рокалитов, комендитов и щелочногранитных пегматитов.

Датирование U-Pb методом по циркону пород массива (Неймарк и др., 1992а; Larin et al., 1997; Ларин, 2008, 2009) продемонстрировало такую возрастную последовательность: I фаза — 1720.8 ± 1 млн лет, II фаза — 1715.8 ± 2.5, III фаза — 1704.6 ± 4.7 млн лет (рис. 27). Породы массива были сформированы в течение относительно короткого времени, возраст гранитов I фазы практически соответствует возрасту вулканитов улканской серии, а Северо-Учурский массив значимо моложе Южно-Учурского. От Южно-Учурского массива его отличают менее глубинные условия становления. Об этом свидетельствуют наличие провесов кровли когенетичных вулканитов, широкое развитие субвулканических разновидностей, явно большая степень дифференцированности пород, наличие четких интрузивных фаз, высокая распространенность минерализованных гидротермалитов. Более глубинные условия становления Южно-Учурского массива подтверждены также эруптивными взаимоотношениями с анортозитами Геранского массива, становление которого происходило при $P \geq 6$ кбар (Богатиков и др., 1984), притом что данные возраста этих массивов очень близки.

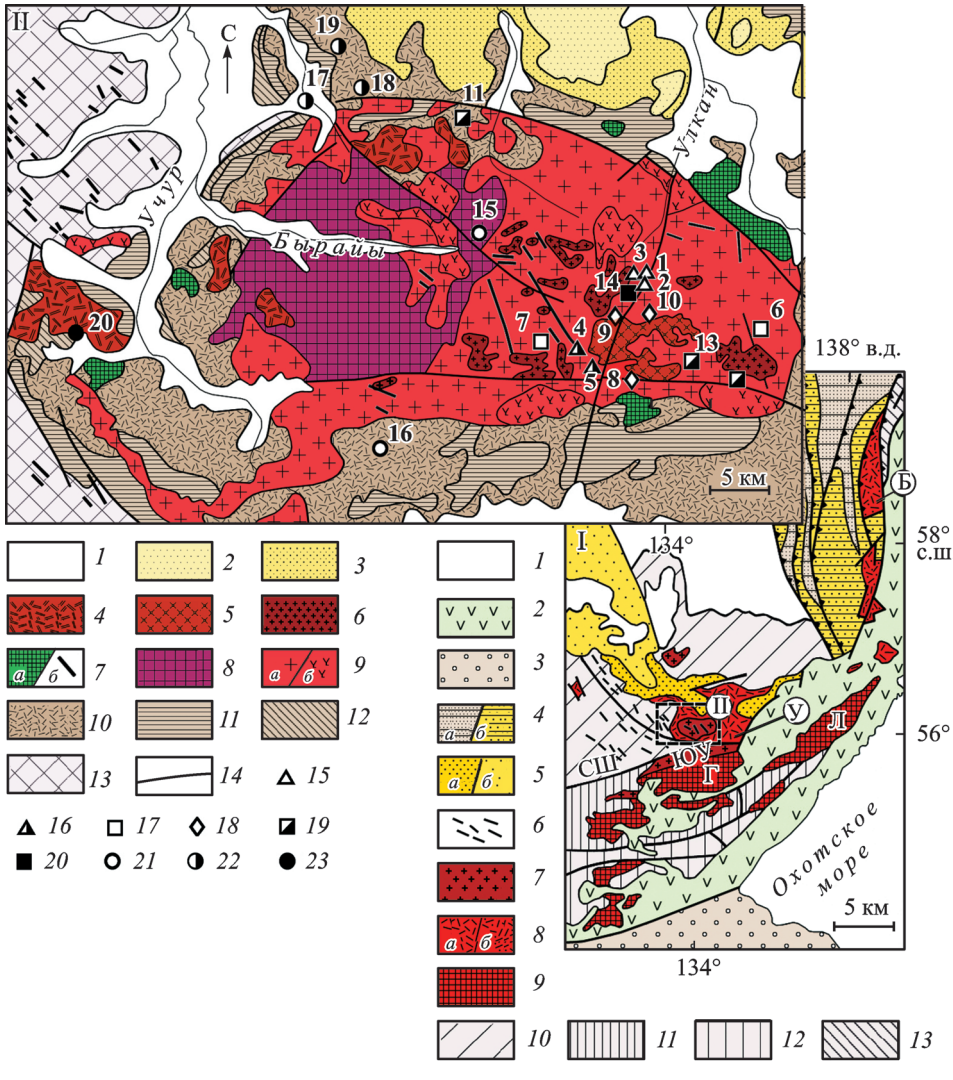


Рис. 25. Схематическая геологическая карта улканского вулканоплутонического комплекса с ассоциирующими месторождениями (II) в структуре Билякчан-Улканского анорогенного вулканоплутонического пояса (I). Использованы материалы: Гурьянов (2001, 2007); Горошко (2001); Недашковский и др. (1999, 2000).

I. *1* — осадочный чехол Сибирской платформы; *2* — Охотско-Чукотский вулканический пояс (MZ); *3* — Монголо-Охотский складчатый пояс (PZ-MZ); *4* — Южно-Верхоянский форланд Верхоянского складчато-надвигового пояса (*а* — V-PZ_1, *б* — R); *5* — Учуро-Майский прогиб (*а* — уянская серия (R_1?), *б* — учурская серия (R_1)); *6—9* — Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс (1.74—1.70 млрд лет), *6* — дайки диабазов и интрузии габброидов, *7* — граниты, *8* — терригенно-вулканогенные толщи (*а* — существенно вулканогенные, *б* — вулканогенно-терригенные), *9* — анортозитовый джугджурский комплекс; *10—13* — раннедокембрийское основание Сибирской платформы: *10* — Алданская гранулит-гнейсовая складчатая область, *11* — Пристановой гранулитовый пояс, *12* — Джугджуро-Становая складчатая область, *13* — Охотский массив. У — Улканский грабен, Б — Билякчанский грабен, ЮУ — Южно-Учурский гранитный массив, Г — Геранский массив, Л — Лантарский массив, СШ — Становой шов. **II.** *1* — четвертичные отложения; *2* — осадочные отложения гонамской свиты (R_1); *3—12* — геологические образования улканского вулканоплутонического

Амундалинский комплекс, слагающий небольшие и изолированные вулканические постройки, развит ограниченно (рис. 25, II). Эти постройки сформированы субвулканическими и экструзивно-жерловыми образованиями, а также маломощными лавовыми потоками, игнимбритами и туфами. Среди субвулканических и экструзивно-жерловых тел преобладают комендиты и их игнимбриты, а также жерловые и автомагматические брекчии. Несколько меньшим распространением пользуются онгориолиты, трахириолиты и их игнимбриты, туффизиты трахириолитов, щелочные гранит-порфиры, трахиты и микросиениты, а также дайки лампрофиров. Маломощные вулканические потоки сложены комендитами, пантелеритами и их игнимбритами, а также лавами и туфами онгориолитов и трахириолитов. Образование этих пород происходило в субаэральных условиях.

Породы уянской серии образуют несколько небольших прогибов, осложняющих Улканский грабен в северной его части, а также более крупный Учурский прогиб, совпадающий с северо-западным сегментом трехлучевой системы улканского комплекса. В составе серии выделяются две свиты: бириндинская вулканогенно-осадочная и конкулинская терригенная. Возраст коры выветривания в основании серии, определенный Rb-Sr изохронным методом по аутигенному адуляру, составляет 1670±40 млн лет (Гурьянов, 2007). Вулканические породы бириндинской свиты представлены субаэральными базальтами и долеритами.

Петрография пород Геранского массива в целом очень близка к габброанортозитовым комплексам АМЧРГ-ассоциации.

Южно-Учурский массив сложен субщелочными субсольвусными гранитоидами. Fe-Mg силикаты отличаются очень высокой железистостью (рис. 29). Это — биотит (близкий к анниту), феррогастингсит, ферроавгит, феррогиперстен, ферросалит, феррогеденбергит, фаялит (Ленников, 1979). Железистость биотита и амфибола составляет 0.82—0.84 и 0.85—0.97 соответственно. Пироксены чаще встречаются в виде реликтов в кристаллах феррогастингсита. Амфибол и биотит кристаллизуются на поздних стадиях формирования пород. Основные акцессорные минералы: апатит, гематит, ильменит, флюорит, циркон, монацит.

комплекса: *3* — вулканогенно-осадочные породы бириндинской свиты уянской серии (вулканические породы представлены базальтоидами), *4* — амундалинский комплекс вулканогенно-экструзивных комендитов и онгориолитов, *5—9* — Северо-Учурский массив (*5* — щелочные граниты, *6* — мелкозернистые биотитовые граниты, *7* — основные породы гекунданского комплекса (*а* — габбро и габбродиабазы, *б* — дайки диабазов и долеритов), *8* — гибридные породы (габбродиабазы, диориты, кварцевые диориты, монцониты, кварцевые монцониты и сиениты), *9* — гранитоиды главной интрузивной фазы (*а* — крупнозернистые биотитовые, реже биотит-амфиболовые, граниты, *б* — сиениты и кварцевые сиениты), *10—12* — улканская серия (*10* — бимодальные вулканиты элгэтэйской свиты (трахириолиты, трахириодациты, трахибазальты, базальты, *11* — трахибазальты улкачанской свиты, *12* — терригенные породы топориканской свиты); *13* — кристаллические сланцы и гнейсы основания; *14* — разломы; *15—23* — месторождения: *15* — Be-REE в гематит-кварц-полевошпатовых метасоматитах (1 — Бугундя, 2 — Южное, 3 — Западное); *16* — Be-Zn в гельвин-диопсид-магнетит-пироксен-мангитовых метасоматитах (4 — Гельвиновое, 5 — Сфалеритовое); *17* — Sn-W-(Li) в грейзенах (6 — Извилистое, 7 — Грейзеновое); *18* — Be-Zr-Ta-Nb в щелочно-гранитных пегматитах и штокшайдерах (8 — Ключ, 9 — Верхняя Бугундя, 10 — Северный Ныгвыган); *19* — REE-Zr-Nb в эгирин-арфведсонитовых альбититах (11 — Биринда, 12 — Улкан, 13 — Неожиданное); *20* — Ta-Nb-REE в минерализованных дайках грорудитов, экеритов и рокалитов (14 — Эталон); *21* — U-REE в эйситах (15 — Боковое, 16 — Тангукта); *22* — Au-U в зонах структурно-стратиграфических несогласий (17 —Топорикан, 18 — Широтное, 19 — Ночлег); *23* — U-Mo штокверки в зонах дробления вуланитов (20 — Элгэтэ). Номера на схеме соответствуют названиям месторождений.

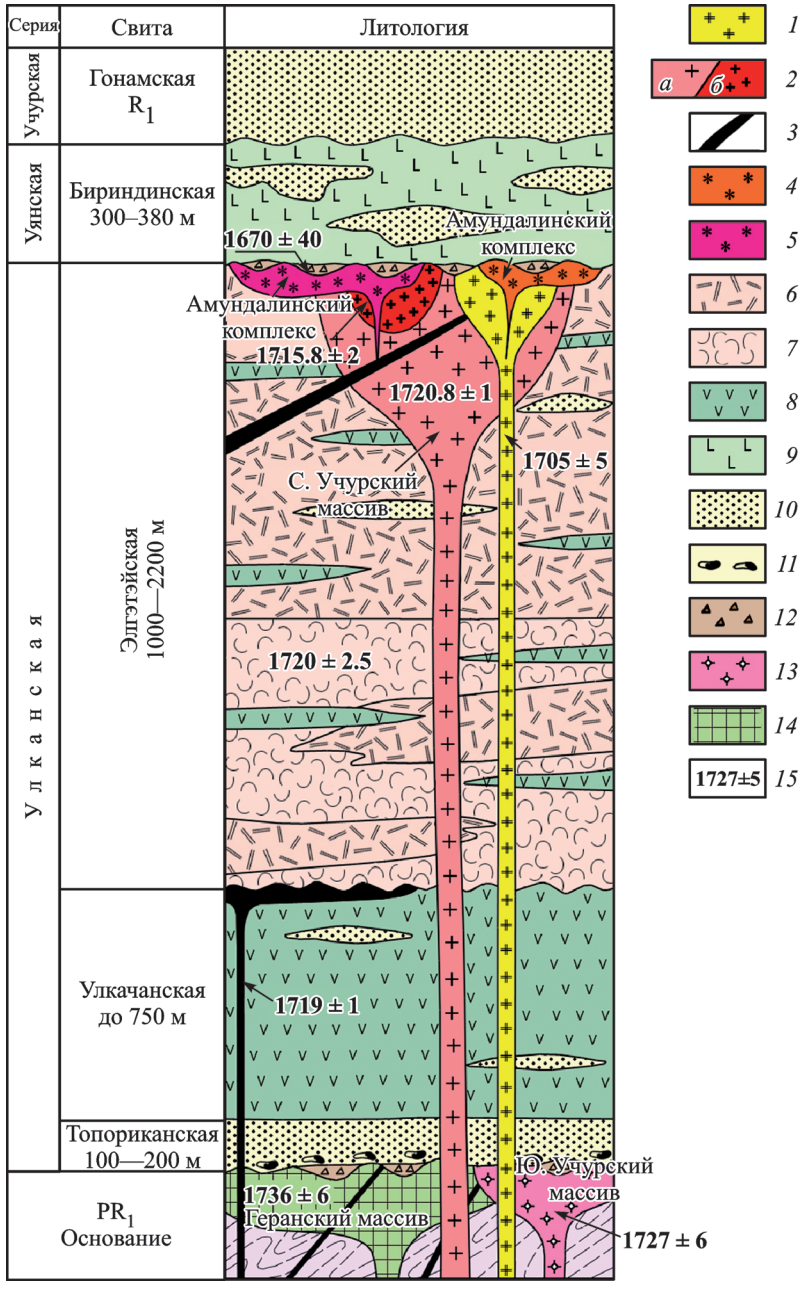


Рис. 26. Последовательность геологических событий в Улкан-Джугджурском районе (Сибирская платформа).

1—3 — гранитоиды Северо-Учурского массива: *1* — щелочные граниты III фазы; *2* — субщелочные гранитоиды (*а* — крупнозернистые граниты, кварцевые сиениты и гибридные породы I фазы, *б* — мелкозернистые порфировидные граниты II фазы); *3* — диабазы и габбродиабазы; *4* — комендиты и пантелериты; *5* — онгориолиты; *6* — трахириолиты; *7* — трахиодациты и трахидациты; *8* — трахибазальты; *9* — базальты; *10* — песчаники; *11* — конгломераты и гравелиты; *12* — кора выветривания; *13* — граниты рапакиви Южно-Учурского массива; *14* — анортозиты Геранского массива; *15* — возраст пород (в млн лет).

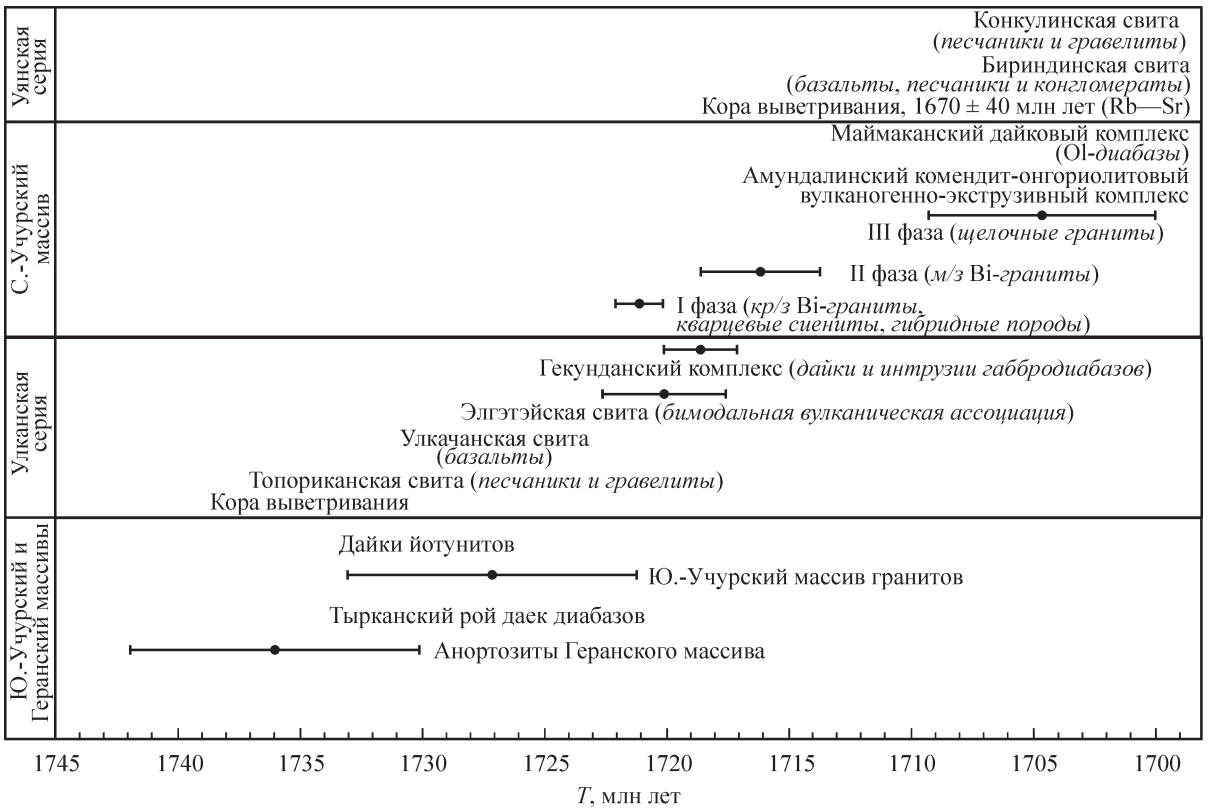


Рис. 27. Геологические исследования Улкан-Джугджурской магматической ассоциации (восточная часть Сибирской платформы). Использованы только U-Pb геохронологические данные по цирконам, за исключением раннерифейских осадочных пород.

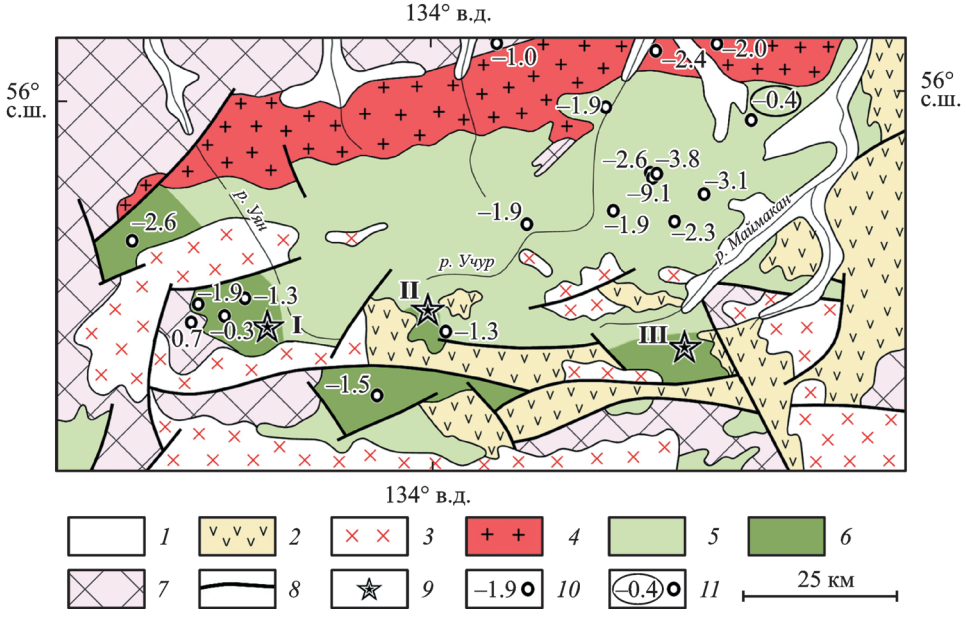


Рис. 28. Схема размещения Fe-Ti-апатитовых месторождений в Улкан-Джугджурском районе и распределения значений $\varepsilon_{Nd}(1.73)$ в породах Геранского, Южно-Учурского массивов и во вмещающих породах.

1 — четвертичные отложения; *2* — меловые вулканиты Магейского вулканического пояса; *3* — мезозойские гранитоиды; *4—7* — раннепротерозойские геологические образования: *4* — граниты рапакиви Южно-Учурского массива, *5—6* — магматические породы Геранского массива (*5* — анортозиты и габброанортозиты центральной зоны массива, *6* — габбронориты, нориты, йотуниты, монцониты и сиениты «краевой меланократовой группы»), *7* — вмещающие гнейсы и гранулиты; *8* — разрывные нарушения; *9* — Fe-Ti-апатитовые месторождения (I — Богиде, II — Гаюмское, III — Маймаканское); *10—11* — значения $\varepsilon_{Nd}(1.73)$ (*10* — в породах, *11* — в мегакристе ортопироксена из анортозита).

Граниты Северо-Учурского массива относятся преимущественно к гиперсольвусным. Плагиоклаз появляется только в гибридных породах. Fe-Mg силикаты, как и в Южно-Учурском массиве, отличаются экстремально высокой железистостью. Биотит характерен в основном для субщелочных гранитоидов и отличается повышенными содержаниями сидерофиллитовой молекулы. Роговая обманка представлена гастингситом и феррогастингситом. Железистость биотита и амфибола составляет 0.87—1.00 и 0.84—0.96 соответственно (рис. 29). В этих же породах в ограниченном количестве отмечаются также железистый клинопироксен и фаялит. Для щелочных гранитов характерны рибекит, эгирин, реже астрофиллит и энигматит. Акцессорные минералы субщелочных гранитов: флюорит, апатит, циркон, монацит, ильменит, сфен, касситерит, вольфрамит, колумбит. Для щелочных гранитов характерны гематит, сфен, апатит, циркон, флюорит, ильменит, монацит, пирохлор, поликраз, торит, фергусонит, фенакит (Недашковский, 1986).

Кристаллизация как субщелочных, так и щелочных гранитов осуществлялась в малоглубинных условиях из маловодных и крайне высокотемпературных рас-

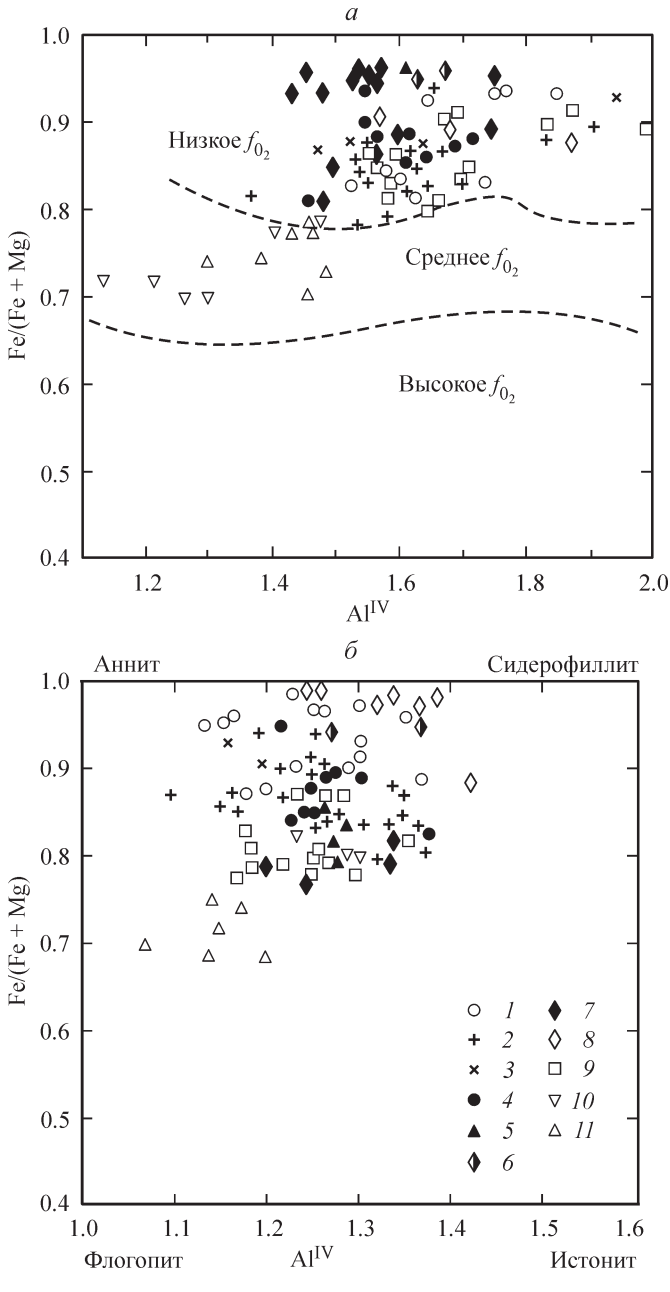


Рис. 29. Диаграммы Fe/(Fe+Mg) — Al^{IV} в амфиболах (*а*) и биотитах (*б*) гранитов рапакиви и ассоциирующих гранитах и кислых вулканитах. По: Личак (1983); Великославинский и др. (1978); Великославинский, Великославинский (2003); Краснобаев и др. (1981); Недашковский, Ленников (1991); Донская и др. (2003, 2005).

1—5 — массивы гранитов рапакиви Восточно-Европейской платформы: *1* — Салминский, *2* — Выборгский, *3* — Рижский, *4* — Коростеньский и Корсунь-Новомиргородский, *5* — Бердяушский; *6—11* — массивы и комплексы Сибирской платформы: *6* — элгэтэйская свита улканской серии, *7* — Южно-Учурский, *8* — Северо-Учурский, *9* — приморский, *10* — ирельский, *11* — шумихинский.

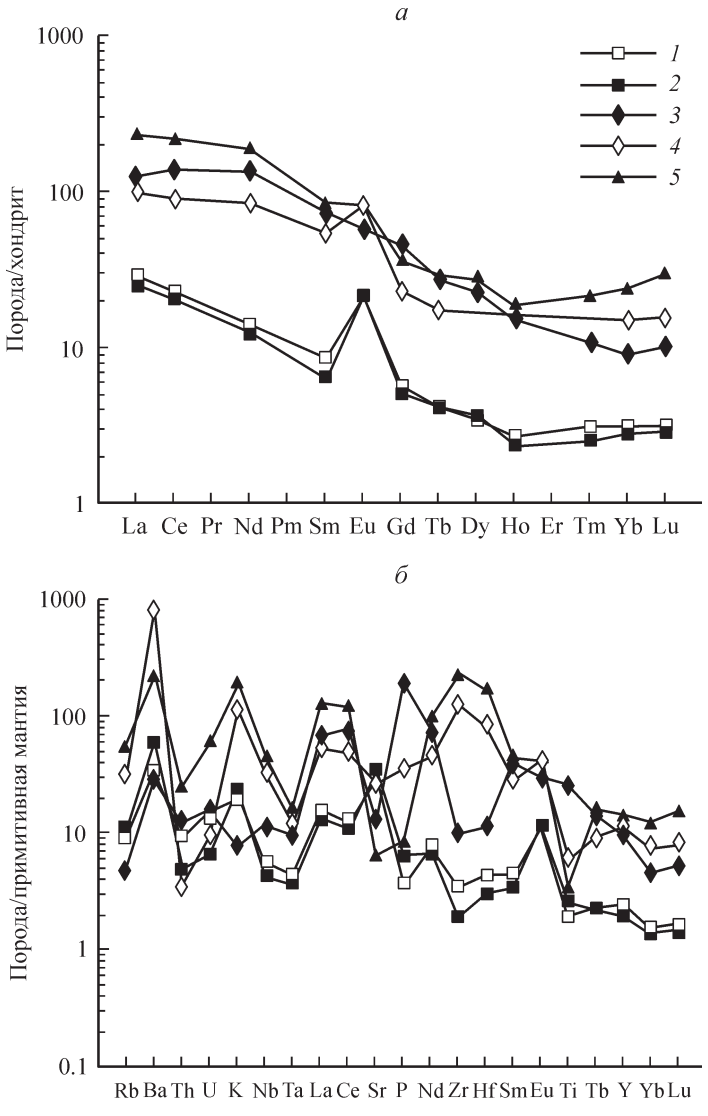


Рис. 30. Графики распределения REE и спайдерграммы для пород Геранского массива анортозитов Улканского района.

1 — анортозит, *2* — габброанортозит, *3* — йотунит, *4* — габбромонцонит, *5* — монцонит.

плавов (> 870°C) в восстановительных условиях, близких или ниже FMQ буфера (Недашковский, Ленников, 1991).

Геохимия. Химические составы пород Улкан-Джугджурской ассоциации приведены в табл. 8—13. Распределение составов пород относительно SiO_2 имеет бимодальный характер. Мафические породы в координатах SiO_2—(K_2O+Na_2O) демонстрируют переходный характер по щелочности и попадают в поле как щелочной, так и субщелочной серий (Irvine, Baragar, 1971); однако в целом они имеют явно более щелочной характер, нежели породы АМЧРГ-

ассоциации. Среди кислых пород преобладают породы субщелочной серии. Для Геранского массива характерно, что породы «центральной группы» (анортозиты и габброанортозиты) имеют в основном субщелочной характер, тогда как породы «краевой группы» располагаются преимущественно в щелочном поле. От анортозитов к породам «краевой группы» Геранского массива также происходит снижение магнезиальности пород, Mg# уменьшается от 31—62 до 6—41. По содержаниям TiO_2, K_2O и P_2O_5 эти породы близки к аналогичным породам АМЧРГ-ассоциации. То же относится и к спектрам распределения REE в породах Геранского массива (табл. 11; рис. 30, *а*). Спайдерграммы основных пород массива (рис. 30, *б*) показывают их обогащенный характер, усиливающийся от анортозитов к породам «краевой группы». Для анортозитов характерны небольшие позитивные аномалии Ba, Sr, Eu и негативные Nb, Ta, Th и Rb. Йотуниты отличаются резко повышенными содержаниями REE, особенно LREE, и P, а также минимумами для Sr, Ta, Nb, HREE, Zr, Hf. В монцонитоидах фиксируются положительные пики Ba, K, LREE, MREE, Zr и Hf и минимумы для Ti, Nb, Ta, Sr, P, Rb, Th и U.

В Улканском грабене выделяется несколько типов базальтоидов, различающихся по составу и возрасту. В улканской серии фиксируются два уровня базальтов: улкачанский и элгэтэйский. В уянской серии выделяются базальты бириндинской свиты и более поздние силлы долеритов.

Все базальтоиды являются высокодифференцированными высококалиевыми Fe-толеитами и принадлежат к Hyp-нормативному типу, от оливиновых до кварцевых толеитов, при явном преобладании последних. Магнезиальность базальтов (Mg#) растет вверх по разрезу от 36 в улканской серии и до 52 в уянской. В этом же направлении снижаются титанистость и калиевость пород. В базальтах улканской серии средние содержания TiO_2 составляют 2.25%, а в базальтах уянской серии — 1.60%. Характерны также высокие содержания F в базальтах улканской серии (0.04—0.15%) и умеренные — в базальтах уянской серии — 0.02—0.08%. Для всех базальтов типичны низкие содержания Cr, Ni, Co, несколько возрастающие в базальтоидах уянской серии (табл. 12). Спайдерграммы (рис. 31) демонстрируют значительную обогащенность базальтов несовместимыми элементами, причем степень обогащенности усиливается вниз по разрезу. Характерно некоторое преобладание LILE над HFS-элементами. Все породы отличаются умеренными Ta-Nb отрицательными аномалиями (La/Nb = = 1.4—3.5). Отрицательные Sr и Ti аномалии проявлены во всех базальтах, за исключением долеритов бириндинской свиты. Базальты в целом отличаются высокими содержаниями REE и фракционированным характером их распределения (рис. 32, табл. 13), однако вверх по разрезу происходят закономерное снижение содержаний REE, уменьшение степени их фракционированности и инверсия Eu-аномалии от отрицательных значений до слабоположительных. Eu-аномалия коррелируются с распределением Sr и свидетельствуют о значительном плагиоклазовом фракционировании в базальтах улканской серии и слабом — в породах бириндинской свиты.

В целом распределение несовместимых элементов в рассматриваемых базальтах близко к таковому в континентальных толеитах. На дискриминационных диаграммах Zr/Y—Zr, Th—Hf/3—Ta и Zr/4—2Nb—Y (рис. 20) все базальты ложатся в поля внутриплитных базальтов, причем поздние базиты бириндинской свиты тяготеют к границе с полем MORB. На диаграмме $Mn\cdot100$—TiO_2—$P_2O_5\cdot10$ большинство точек базальтов ложится в поле щелочных базальтов типа OIB. Y/Nb отношение в базальтах улканской серии (1.3—3.0) ниже, чем в известково-щелочных базальтах (> 3.5), и приближаются к щелочным базальтам OIB

Химический состав представительных образцов

Компоненты	Центральная								
	Л-612	Л-615	Л-610	Л-613	583	590	586-б	ОС-81	
	An								
SiO_2	52.35	53.25	53.45	53.00	52.90	54.40	51.90	54.94	
TiO_2	0.58	0.44	0.70	0.33	0.088	0.19	0.13	0.18	
Al_2O_3	22.71	25.00	23.20	25.18	27.60	26.90	25.50	26.61	
Fe_2O_3	1.09	0.64	1.21	0.06	0.28	0.38	0.47	0.47	
FeO	4.44	2.92	3.81	3.05	2.00	0.78	3.50	0.45	
MnO	0.09	0.05	0.06	0.06	0.02	0.005	0.034	0.01	
MgO	2.52	1.57	1.80	1.78	1.40	0.68	3.10	0.21	
CaO	8.95	10.12	9.19	10.12	10.60	10.00	10.10	11.49	
Na_2O	3.87	3.90	4.21	4.14	4.30	5.10	4.00	4.43	
K_2O	0.68	0.59	0.80	0.59	0.45	0.44	0.21	0.58	
P_2O_5	0.12	0.08	0.18	0.07	<0.05	0.03	0.03	0.03	
H_2O	0.17	0.14	0.08	0.13				0.09	
П.п.п.	1.57	0.44	1.32	0.62	0.35	1.00	0.83	0.24	
Mg#	45.5	44.7	39.8	50.8	52.8	52.2	58.7	30.2	
F	0.04	0.04	0.06	0.04		0.006	0.031		
Rb	11	6	19	4	4	3	2	4	
Sr	597	655	615	633	631	801	675	706	
Y	15	11	15	9	2	3	5	7	
Zr	67	38	56	30	2	2	5	20	
Hf		1.34					0.94		
Nb	6	4	7	2	1	0.5	1	2	
Ta		0.18					0.15		
Pb	11	10	7	11	11	10	18	8	
Th		0.8					0.41		
U		0.31				245	0.14		
Ba	262	237		207	145	28	154	179	
Cr	69				79	6	217		
Ni	9	7		7	11	5	279	3	
Co	19	8		15	21	13	34	3	
V	66	24		55	39		49	1	
Zn		45					51		

(~1.8) (Pearce, Cann, 1973). В базитах биридинской свиты это отношения выше — 2.2—3.7. В возрастном ряду базальтов величина отношения Ce/Pb последовательно снижается от 10.3—7.7 в улкачанской свите до 4.3—3.5 в биридинской. Величина этого отношения в базальтах OIB составляет около 25 ± 5 (Hofman et al., 1986), в примитивной мантии — около 9 и в континентальной коре — около 4 (Sun, McDonough, 1989). Вероятнее всего, приведенный ряд отражает степень взаимодействия базитовых магм из сублитосферного источника с литосферным компонентом. Габброиды гекунданского комплекса (табл. 9) по своим геохимиче-ским характеристикам весьма близки к базальтам улканской серии.

Таблица 8

пород Геранского массива (джугджурский комплекс)

«анортозитовая»

598(x)	561-г	515-а	Л-602	Л-603	Л-601-1	Л-611	864-17
G-An			GN				
53.10	52.90	51.80	49.90	50.50	51.81	50.75	49.40
0.38	0.50	0.15	1.43	2.18	1.71	1.63	2.60
24.80	24.10	24.50	14.20	12.90	13.32	13.80	14.85
1.50	0.99	0.72	3.14	3.40	2.74	2.99	3.15
2.60	3.70	3.70	9.84	12.06	11.52	9.98	10.18
0.045	0.047	0.05	0.21	0.22	0.23	0.20	0.20
2.20	1.70	3.30	5.80	3.97	4.37	5.28	5.52
9.20	9.30	10.20	10.02	7.64	9.62	9.35	9.14
4.60	4.70	3.90	2.25	2.55	2.25	2.43	3.41
0.73	0.70	0.27	0.33	0.78	0.26	0.55	0.63
0.059	0.14	0.03	0.16	0.26	0.17	0.15	0.32
			0.17	0.25	0.05	0.27	0.83
0.90	1.20	1.40	1.65	2.43	1.75	2.27	
50.1	40.0	57.7	45.2	32.1	36.0	45.2	43.3
	0.021	0.006	0.05	0.06	0.06	0.05	
7	7	0.5	11	34	24	7	
704	707	601	161	197	187	140	
7	9	4	29	51	29	37	
24	21	2	95	179	115	120	
3	3	1	8	14	7	8	
9	17	10	15	3	9	5	
310	413	102	28		117	28	
67	48						
25	9	12	59		55	55	
28	19	22	27		48	42	
50	58	72	359		320	345	

Таким образом, можно констатировать следующее. 1) Все базальтоиды кристаллизовались из магмы, которая подверглась значительной дифференциации посредством удаления оливина и плагиоклаза. Об этом свидетельствуют повышенные содержания кремнезема, низкие содержания Mg#, Sr и Ni. Степень дифференцированности базальтоидов снижается по мере их омоложения. 2) Все базальтоиды содержат литосферный компонент. 3) Все базальтоиды принадлежат к типичным внутриплитным толеитам повышенной щелочности, обогащенным некогерентными элементами, типа платобазальтов или базальтов рифтовых зон.

Среди фельзических пород выделяются четыре отдельные группы пород: вулканиты элгэтэйской свиты, Южно-Учурский и Северо-Учурский массивы

Компоненты	Краевая						
	592	545-в	531-а	548-а	502-л	531	
	An	G-An	Jt		G-Mz		
SiO_2	53.70	53.30	30.20	41.10	51.60	50.30	
TiO_2	0.53	0.19	6.90	3.80	1.40	1.50	
Al_2O_3	26.00	23.10	6.60	14.40	14.80	14.10	
Fe_2O_3	0.67	0.30	6.00	4.20	3.30	1.60	
FeO	1.20	4.60	23.80	10.80	11.50	15.40	
MnO	<0.01	0.054	0.40	0.17	0.32	0.41	
MgO	1.30	3.30	7.00	5.70	0.65	0.63	
CaO	9.40	8.80	11.60	11.20	6.50	5.90	
Na_2O	4.90	4.40	1.50	2.70	3.90	3.60	
K_2O	0.60	0.55	0.23	0.86	3.30	3.30	
P_2O_5	0.073	0.03	4.00	3.50	0.74	0.77	
H_2O							
П.п.п.	1.50	1.30	1.40	1.70	1.40	1.20	
Mg#	56.5	54.9	30.1	41.3	7.5	6.3	
F		0.007	0.172	0.167	0.044	0.045	
Rb	1	3	3	10	20	22	
Sr	785	693	270	597	563	469	
Y	6	3	43	55	51	108	
Zr	14	1	110	208	1364	5862	
Hf			3.5		25		
Nb	3	0.5	8	21	23	51	
Ta			0.4		0.5		
Pb	14	8	17	10	17	9	
Th			1.03		<0.5		
U			0.32		<0.4		
Ba	302	338	200	445	5488	3918	
Cr	52	185	4	25	9	71	
Ni	9	54	17	15	2	9	
Co	4	20	88	38	12	18	
V	22	37	298	305	22	43	
Zn			6.5				

гранитоидов и амундалинский вулканогенно-экструзивный комплекс. Фельзические вулканиты и гранитоиды Южно-Учурского массива близки по своим геохимическим характеристикам. Все они принадлежат преимущественно к щелочно-известковой серии (рис. 33), породы отличаются высокой железистостью (f = 0.79—1.00), агпаитностью (NK/A = 0.62—1.00) и преобладанием калия среди щелочей, роль которого возрастает по мере усиления кремнекислотности пород (Na_2O/K_2O до 0.2). Состав пород варьирует от метглиноземистых до перглиноземистых (A/CNK = 0.75—1.34). В целом для них характерны высокие содержания Si, K, Rb, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, Zn, Ga, Sn, Th, U, REE (за исключением Eu) и низкие Ca, Mg, Al, P и Sr по сравнению с типичными известково-щелочными гранитами. Спайдерграммы (рис. 34, *б*) демонстрируют плавное снижение содержаний

Таблица 8 (*продолжение*)

«меланократовая» группа					Дайки		
523-А	523-в	573-Л1	518-ж	532	Л-616-1	Л-616-2	Л-617
Mz		Q-Mz		Sy	Jt		
53.40	53.70	58.60	56.10	64.10	47.85	44.20	49.85
1.30	1.40	0.68	1.20	0.20	3.23	4.55	2.81
15.50	14.50	17.00	16.50	20.20	13.30	10.85	19.30
0.25	3.50	2.20	2.40	0.31	3.95	2.20	3.53
13.00	10.70	6.60	6.90	0.77	12.70	19.05	7.55
0.27	0.23	0.15	0.20	0.005	0.17	0.23	0.12
0.45	0.54	0.19	0.70	0.11	2.82	3.89	2.00
5.10	5.70	3.30	4.80	1.40	8.05	8.39	7.83
4.60	4.30	4.80	4.20	5.20	2.80	2.27	3.57
4.00	3.70	5.50	5.00	7.20	1.73	1.47	1.26
0.62	0.56	0.18	0.60	0.03	1.39	1.91	0.54
					0.27	0.14	0.23
1.10	1.30	1.00	1.10	0.55	2.24	1.73	2.07
5.8	6.6	3.8	12.2	15.9	23.8	25	25.1
0.035	0.038	0.015	0.036	0.004	0.15	0.18	0.08
26	24	35	26	32	44	42	29
259	247	140	329	296	341	287	477
86	88	64	49	9	56	64	34
3553	3786	2472	2621	540	270	231	175
		51		11		6.2	
35	39	32	24	5	22	23	15
		0.62		<0.2		1.35	
16	20	14	21	12	14	9	14
		2.13		<0.5		4.12	
		1.25		<0.4		0.84	
2300	2117	1530	3711	3682	675	494	349
48	45	9	31	67	18	32	
18	17	12	10	5	1	3	13
10	12	7	7	3	38	26	26
17	24	16	29	21	289	302	73
		150				213	

элементов в ряду увеличения совместимых свойств элементов с резкими негативными аномалиями для Sr, P, Ti и менее выраженными для Nb и Ta. С ростом SiO_2 в породах снижаются содержания Ba, Sr, P, Eu, Ti, в меньшей мере Zr и HREE, а увеличиваются Th, U, K, Nb, Ta, LREE. Для REE-спектров (рис. 34, *а*) характерны обогащение легкими REE ($[La]_N$ = 245.2—327; $[La/Yb]_N$ = 8.1—10.9), пологий наклон графика в области MREE—HREE ($[Gd/Yb]_N$ = 1.14—1.49) и резко выраженная Eu аномалия, усиливающаяся к более фракционированным породам (Eu/Eu* = 0.15). Геохимические особенности этих пород близки к классическим гранитам рапакиви Восточно-Европейской платформы.

В породах Северо-Учурского массива можно выделить две магматические серии: калиевую и натровую. Породы K-серии преобладают, к ним относятся

Химический состав представительных образцов Улканского

Компоненты	Гетканский		Южно-Учурский				
	Л-648	63500	Л-609	ОС-87	ОС-86	Л-619	
	Gbd		P-AG	B-AG			
SiO_2	55.05	49.57	67.62	72.04	71.89	71.25	
TiO_2	1.55	1.92	0.66	0.42	0.47	0.44	
Al_2O_3	15.15	17.47	13.34	12.82	13.04	12.94	
Fe_2O_3	3.36	5.64	1.75	2.28	2.12	0.91	
FeO	6.60	5.71	4.35	1.65	1.91	2.77	
MnO	0.14	0.11	0.07	0.06	0.04	0.07	
MgO	3.62	3.22	0.18	<0.1	0.11	<0.1	
CaO	5.70	8.12	1.63	1.09	1.03	1.13	
Na_2O	3.07	2.55	3.33	3.37	3.25	3.71	
K_2O	2.53	1.68	5.10	5.86	5.52	5.82	
P_2O_5	0.29	0.55	0.08	0.05	0.05	0.04	
H_2O	0.43		0.14	0.08	0.11	0.14	
П.п.п.	2.03	3.31	0.82	0.72	0.61	0.71	
F	0.09	0.088	0.13			0.18	
Li		15.5		11.0		17.0	
Rb	59	33	139	165	182	181	
Sr	379	414	137	88	78	78	
Y	36	34	70	83	79	76	
Zr	250	198	771	548	562	553	
Hf		4.3					
Nb	17	17	38	31	31	31	
Ta		0.7					
Pb	11	7	28	25	23	32	
Th	4.0	3.1	16.0	18.0	8.0	15.0	
U		0.7					
Ba	778	606	1920	1174	1087	1213	
Cr		19			24	44	
Ni		9			35	35	
Co	28	21	1	1	1	1	
V	105	133	17	12	<10	<10	
Zn		109					

субщелочные гранитоиды I и II интрузивных фаз. Породы Na-серии включают щелочные граниты III фазы и жильные породы, с ними ассоциирующие. Составы последних варьируют от основных Nph-нормативных лампрофиров до комендитов и грорудитов. В породах Na-серии Na_2O/K_2O отношение, как правило, больше единицы, тогда как в породах K-серии оно меньше единицы только в породах, где содержания $SiO_2 > 65\%$. На диаграмме (Na_2O+K_2O-CaO)—SiO_2 (рис. 33) граниты K-серии лежат преимущественно в щелочно-известковом поле, а гранитоиды Na-серии — в щелочном. Те и другие характеризуются экстремально высокой железистостью (f = 0.85—1.00). Граниты Na-серии от-

Таблица 9

интрузивных пород различных массивов и метаморфических пород района

	Северо-Учурский массив							
9141600	143203	136100	Л-712	Л-720	ОС-184	ОС-186	Л-692
QMz		Sy	CBG				RGr
59.06	59.49	60.29	73.77	71.53	71.34	72.40	76.48
0.80	0.70	0.51	0.24	0.31	0.28	0.27	0.12
16.26	15.77	16.78	12.29	13.34	13.07	12.50	11.81
2.52	3.63	2.70	1.46	1.51	1.41	1.78	0.08
5.03	5.88	5.46	1.13	1.66	1.64	1.65	1.47
0.11	0.13	0.12	0.05	0.05	<0.02	0.13	0.02
0.36	0.18	<0.1	<0.1	<0.1	0.11	<0.1	<0.1
3.34	2.62	2.56	0.66	0.99	0.87	0.76	0.19
4.88	5.37	5.04	4.05	4.31	4.41	4.27	4.10
4.67	5.06	5.80	5.15	5.27	5.59	5.52	5.27
0.18	0.15	0.09	0.02	0.02	0.02	0.02	<0.02
0.77			0.04	0.15	0.21	0.06	0.10
0.22	1.36	0.86	0.78	0.84	0.69	1.00	0.47
0.076	0.07	0.11	0.38	0.34			0.21
14.0				17.0			109.0
105	95	126	229	249	295	272	426
389	129	79	32	32	36	30	9
69	60	87	137	144	92	230	41
446	362	543	610	814	786	874	278
							13
55	69	52	85	102	96	86	95
							8.8
23	36	32	35	38	33	37	28
8.0	13.0	4.0	21.0	31.0	36.0	16.0	24.0
							4.0
1872	755	396	218	199	356	492	292
26	20	12	57				14
6	4	6	55				42
6	10	5	4	4	6	1	2
<10	27	<10	<10	13	23	<10	<10

личаются высокими значениями индекса агпаитности (NK/A = 0.98—1.57). Для гранитов K-серии значения NK/A находятся в интервале 0.8—1.0, реже — выше. Составы последних варьируют от метглиноземистых до перглиноземистых (A/CNK = 0.8—1.2). От гранитов Южно-Учурского массива эти граниты отличаются более высокими содержаниями Rb, Th, U, Nb, Ta, REE, практическим отсутствием негативной Nb-Ta аномалии и деплетацией по Ba, Sr, P, Ti (табл. 9, рис. 34, *г*). Для REE характерно обогащение LREE ($[La]_N$ = 179—539, $[La/Yb]_N$ = = 11.7—9.3). В ряду от кварцевых сиенитов к более дифференцированным мелкозернистым биотитовым гранитам происходит обеднение MREE относитель-

Компоненты	Северо-Учурский							
	Л-713	ОС-160	ОС-168	11510	90601	Л-717	Л-717-2	
	F.B.Gr			ASy		A-EGr		
SiO_2	76.80	76.74	77.07	65.91	67.36	71.50	73.05	
TiO_2	0.09	0.14	0.12	0.33	0.28	0.25	0.28	
Al_2O_3	11.95	12.35	12.05	7.27	7.84	12.35	11.50	
Fe_2O_3	0.81	0.35	0.72	11.22	10.10	1.51	1.82	
FeO	1.39	1.45	1.13	5.05	4.18	2.65	2.52	
MnO	0.04	0.04	0.03	0.18	0.13	0.07	0.09	
MgO	<0.1	<0.1	<0.1	0.31	0.16	<0.1	<0.1	
CaO	0.53	0.30	0.27	0.22	0.22	0.84	0.26	
Na_2O	3.45	3.55	3.64	5.34	4.81	5.12	5.21	
K_2O	4.14	5.10	4.95	3.31	3.61	4.79	4.67	
P_2O_5	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	0.01	<0.03	<0.03	
H_2O	0.03	0.05	0.08			0.11	0.09	
П.п.п.	0.64	0.45	0.37	0.93	0.63	0.80	0.69	
F	0.51	0.31	0.20			0.76	0.38	
Li		79.0		412.0		106.0	170.0	
Rb	485	382	408	225	171	401	556	
Sr	11	8	7	<5	<5	18	13	
Y	142	74	103	31	105	182	538	
Zr	240	455	499	581	917	1750	2757	
Hf		22.2		14.0			41.2	
Nb	127	102	107	94	130	227	370	
Ta		8.2		8.3			30.1	
Pb	34	32	30	18	34	56	47	
Th	39	28	18	13.28	17	41	15.12	
U		4.3		2.5			15.1	
Ba	319	316	256	<100	118	208	273	
Cr			46	<10	11			
Ni			54	12	17			
Co	4	1	2	29	17	12	6	
V	<10	<10	17	<10	<10	<10	28	
Zn		143		1363			495	

но LREE ($[La/Sm]_N$ увеличивается от 4 до 7.5—8.1) и обогащение HREE по отношению к MREE ($[Gd/Yb]_N$ падает от 1.63 до 0.93—0.65). Отрицательная Eu аномалия углубляется от 0.91 до 0.11 (табл. 12; рис. 34, *в*). Гранитоиды Na-серии максимально обогащены большинством некогерентных элементов, а также F и Zn (табл. 9; рис. 34, *г*). Спайдерграммы этих гранитов близки к типичным анорогенным редкометалльным щелочным гранитам (Коваленко и др., 2001, 2002), для них типичны глубокие отрицательные аномалии Ba, Sr, P, Eu, Ti и практическое отсутствие негативной Nb-Ta аномалии. Они характеризуются более высокими содержаниями REE по сравнению с гранитами K-серии. Наибольшей обогащенностью LREE отличаются щелочные кварцевые сиениты ($[La/Yb]_N = 11.5$), которая снижается к щелочным гранитам, достигая минимума в астрофиллитсодержащих

Таблица 9 (продолжение)

массив					Тимптоно-Джелтулинская серия		
Л-692	Л-715	Л-704-1	13	Л-821	558	Л-760	Л-650
RGr				Grd	Grt		
76.48	71.75	70.55	73.50	71.92	55.30	58.75	58.95
0.12	0.16	0.17	0.24	0.58	0.62	0.90	1.01
11.81	10.96	11.70	11.39	9.84	17.60	15.40	16.01
0.08	4.39	4.98	2.52	5.32	1.10	1.31	9.33
1.47	2.65	2.02	1.70		6.70	4.95	5.10
0.02	0.08	0.07	0.04	<0.01	0.12	0.09	0.06
<0.1	<0.1	<0.1	0.10	<0.1	5.20	5.69	4.79
0.19	0.16	0.42	0.29	5.51	8.70	5.35	3.72
4.10	4.53	5.18	4.28	3.17	3.00	2.95	2.98
5.27	4.37	4.68	4.76	3.53	0.48	2.87	2.42
<0.03	<0.03	<0.03	0.03	<0.05	0.10	0.47	0.28
	0.15	0.01	0.49				
0.57	0.49	0.53	0.39	<0.1	1.20	1.32	2.29
0.21	0.22	0.26	0.18		0.01		
109.0				9.5			
426	356	526	242	228	11	80	92
9	6	17	11	76	203	509	651
41	60	172	161	817	21	33	22
278	1874	2960	1071	13763	70	166	222
13.7				651.0		4.5	
95	213	385	123	1461	6	13	13
11.9				102.0		0.5	
28	79	78	29	189	23	9	11
22	26	81	15	136	2	<5	6
4				86.0		0.95	1.1
292	239	257	<100	236	146	530	492
14			27	<10		28	
42			11	55			
1.6	7	3	3	15	38	25	13
6	<10	12	<10	<10	150	107	117
				766		112	

гранитах ($[La/Yb]_N$ = 5.4). Параллельно происходит обеднение HREE относительно MREE ($[Gd/Yb]_N$ возрастает от 0.3 до 1.53). Все породы Na-серии характеризуются глубокой отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu* = 0.14—0.21) (рис. 34, *в*).

Наиболее дифференцированными кислыми породами являются породы амундалинского комплекса, среди которых доминируют два типа пород: комендиты и онгориолиты. Первые принадлежат к Na-серии, вторые — к калиевой. Комендиты по своим петрохимическим характеристикам практически идентичны щелочным гранитам. Онгориолиты отличаются высокой глиноземистостью (A/CNK до 1.5). По распределению некогерентных элементов комендиты также близки к щелочным гранитам, отличаясь большей обогащенностью (табл. 10, 12; рис. 34, *е*). По сравнению с онгориолитами они обогащены Rb, Li, Ga, U, Ta, Nb, REE, Zr, Hf, Zn.

Химический состав представительных образцов палео

Компоненты	Улканская							
	Улкачанская свита							
	20766	2086901	20873	20769	20761	Л-667	ГП-44б	
								В
SiO_2	42.51	44.27	45.05	46.30	49.19	50.10	51.30	
TiO_2	2.66	2.74	2.81	2.47	2.89	2.49	2.10	
Al_2O_3	12.66	15.05	14.28	13.29	13.07	14.80	16.10	
Fe_2O_3	7.48	9.19	10.53	8.48	11.26	3.71	5.90	
FeO	6.84	7.21	3.85	3.36	3.38	9.86	4.1	
MnO	0.18	0.18	0.15	0.12	0.18	0.17	0.13	
MgO	4.70	6.32	6.44	3.22	5.23	4.00	3.80	
CaO	7.96	4.71	5.83	8.98	4.37	5.56	7.30	
Na_2O	3.42	2.53	2.31	3.14	2.86	3.90	5.00	
K_2O	0.99	1.21	1.70	1.41	3.11	2.05	1.90	
P_2O_5	1.02	0.73	1.02	0.80	0.91	0.56	1.30	
H_2O						0.13		
П.п.п.	8.85	5.53	5.68	8.29	3.31	2.68	1.50	
Mg#	38.4	42.4	46.5	34.5	41.1	35.3	42.1	
F	0.11	0.1	0.039	0.12	0.078	0.09		
Li				34.6		24.1		
Rb	25	25	35	52	58	37	63	
Sr	338	376	148	414	132	326	225	
Y	50	55	57	52	44	43	60	
Zr	211	253	341	310	276	249	379	
Hf	7.6	6.2		7.9		6.0	8.1	
Nb	26	23	26	22	21	20	26	
Ta	1.4	1.1		1.0		0.8	1.2	
Pb	8.4	4.5		69		5		
Th		5.0	5.0	4.3		3.6	5.7	
U	0.8	0.6		1.2		0.9	1.3	
Ba	269	360	387	520	608	1504	841	
Cr	61	87	82	83	59	122	80	
Ni	3	1	3	4	8	13	19	
Co	28	32	34	27	43	36	23	
V	168	188	183	169	123	147	184	
Zn				171		138		

Максимально обогащенными являются дайки грорудитов. График распределения REE в онгориолитах (рис. 34, *д*) характеризуется «равноплечностью» ($[La/Yb]_N$ = = 2.17, $[Gd/Yb]_N$ = 0.88) и экстремально проявленной Eu аномалии (Eu/Eu* = = 0.019). Комендиты близки к онгориолитам по распределению REE, но в отличие от последних в них фиксируется существенное обогащение HREE по отношению к MREE ($[Gd/Yb]_N$ = 0.17) и Eu аномалия не имеет такого резко выраженного характера (Eu/Eu* = 0.18). REE-спектр грорудитов идентичен спектру комендитов,

Таблица 10

протерозойских вулканических пород Улканского грабена

серия							
	Элгэтэйская свита						
9768	01510	Л-642-1	Л-647	Л-666-1	Л-625	Л-642-9	Л-630-4
					TDc		TRD
51.49	48.62	50.50	51.00	51.45	61.32	61.00	66.90
2.21	2.15	2.49	2.25	2.38	1.26	1.25	0.53
13.47	14.78	14.05	14.19	14.80	12.88	13.03	13.45
6.07	8.64	4.02	6.27	7.16	3.61	4.37	1.61
7.22	6.93	10.29	7.43	6.4	7.42	6.53	4.25
0.16	0.14	0.17	0.20	0.10	0.15	0.14	0.08
3.71	4.33	4.07	4.51	4.15	0.79	0.65	0.70
7.07	7.93	7.31	4.75	5.61	3.09	3.67	0.64
2.74	1.36	2.56	3.50	2.57	3.31	3.37	2.76
1.93	1.22	1.31	2.73	1.68	4.77	4.52	5.88
0.44	0.48	0.42	0.44	0.49	0.29	0.30	0.07
2.16		0.41	0.13	0.37	0.13	0.1	0.11
1.88	3.28	2.34	2.68	3.40	1.75	2.12	1.97
34.5	34.6	34.5	38.3	36.8			
	0.062	0.06	0.08	0.13	0.08	0.18	0.07
62	18	44	76	33	121	107	143
146	259	340	433	268	196	219	126
53	36	37	40	40	92	87	80
340	184	224	214	234	687	658	726
	4.3				15.0		
27	14	17	15	18	45	43	40
2.0	0.8				2.0		6.0
15	8.3	14	14	9	28	21	22
	4.6	3.0	5.0		15.0	8.0	17.0
	0.4				2.4		
575	536	795	1134	423	1653	1531	
82	68	99	102	131			
6	9	12	27	20			
28	35	28	34	29	1	5	
186	199	159	190	157	14	27	

отличаясь лишь существенно более высокими общими концентрациями REE. Породы, выделяемые нами как онгориолиты, по своим геохимическим характеристикам очень близки к фанерозойским онгонитам, отличаясь от них лишь низкими содержаниями Li (58 ppm).

На дискриминационных диаграммах (рис. 35) все кислые породы Улкан-Джугджурской магматической ассоциации без исключения попадают в поля внутриплитных гранитов и гранитов А-типа. Степень дифференцированности

Компоненты	Улканская серия							
	Элгэтэйская свита				Амундалинский			
	Л-630	Л-651-4	Л-655	Л-671	68007	Л-678-1	ГП-41в	
	TR				C			
SiO_2	70.58	74.18	73.67	74.15	74.88	73.85	72.20	
TiO_2	0.46	0.25	0.27	0.27	0.15	0.15	0.12	
Al_2O_3	13.11	12.24	11.92	12.05	10.70	11.02	12.80	
Fe_2O_3	1.68	1.50	1.54	1.62	3.14	3.44	3.10	
FeO	2.85	1.41	1.22	1.40	1.76	1.54	1.70	
MnO	0.07	0.04	0.03	0.05	0.05	0.05	0.041	
MgO	0.36	0.05	0.10	0.05	<0.1	<0.1	<0.1	
CaO	1.26	0.46	0.37	0.48	0.03	0.03	<0.01	
Na_2O	1.65	3.44	2.93	3.33	4.79	4.92	5.80	
K_2O	5.24	5.81	6.20	5.54	4.39	4.24	4.20	
P_2O_5	0.06	<0.03	<0.03	0.03	0.05	0.05	<0.05	
H_2O	0.06	0.04	0.17	0.08				
П.п.п.	2.51	0.48	0.86	0.67	0.19	0.35	0.49	
Mg#								
F	0.10	0.18	0.14	0.11	0.10	0.10	0.16	
Li					507	313	356	
Rb	212	182	181	195	993	886	906	
Sr	126	32	26	36	1	5	6	
Y	67	88	112	90	49	203	164	
Zr	701	556	577	525	5050	4937	4919	
Hf		4.4			171			
Nb	39	49	59	45	875	862	854	
Ta		2.4	4.0		53.2			
Pb	27	33	15	24	190	127	144	
Th	20.0	27.0	20.0	20.0	26.4	155.0	94.0	
U					49.0			
Ba	1689	326		407	250	211	221	
Cr					13	13	13	
Ni					13	16	17	
Co	2	3		9	5	1	1	
V	8	14		4	3	8	3	
Zn		43			1460			

этих пород усиливается в ряду: кислые вулканиты элгэтэйской свиты, гранитоиды Южно-Учурского массива и гибридные породы Северо-Учурского массива → биотитовые и биотит-амфиболовые граниты I фазы Северо-Учурского массива → лейкократовые биотитовые граниты II фазы Северо-Учурского массива → щелочные граниты, комендиты и онгориолиты (рис. 32, б). В итоге самые поздние магматические образования кислого состава улканского комплекса представляют собой экстремально дифференцированную ассоциацию агпаитовых и плюмазитовых вулканогенно-экструзивных пород.

Таблица 10 (*продолжение*)

				Уянская серия			
комплекс				Биридинская свита			
ГП-105	ГП-58	ГП-87а	ГП-106	244	20816	20822	20818
OR		L		Dl		B	
73.00	73.70	44.50	41.10	49.49	46.79	49.41	48.35
0.20	0.06	1.30	3.20	1.33	1.02	1.65	1.21
13.80	15.60	16.30	15.60	16.58	16.86	14.33	17.47
1.20	1.50	5.60	5.30	3.78	5.59	10.79	5.73
1.10	<0.1	5.10	12.40	6.40	4.91	1.62	2.17
<0.01	<0.01	0.27	0.14	0.16	0.14	0.10	0.05
<0.1	0.38	7.00	2.70	7.21	8.16	6.60	10.70
0.66	0.30	12.10	12.20	8.34	8.02	5.10	4.93
4.50	2.60	4.60	2.80	2.88	2.33	3.53	2.12
5.10	5.30	0.44	2.50	0.70	0.58	1.71	1.61
<0.05	<0.05	0.46	0.82	0.26	0.29	0.47	0.46
				2.42			
0.46	0.97	2.30	1.70	2.17	4.81	4.49	5.20
		55.4	22.1	57.0	59.6	51.2	61.0
0.21	0.11				0.025	0.057	0.066
	58			19		32	46
216	492	12	82	14	16	32	18
42	55	1429	260	496	498	372	454
175	98	33	47	23	20	32	30
782	750	81	261	74	67	170	125
	28	2.3		2.00		3.9	2.9
96	230	9	22	9	7	12	8
	17.0	0.5		0.4	0.5	0.6	0.5
34	40	18	30	2	2	8.9	6
30.0	42.0	4.0	4.0	0.6		2.0	1.2
	14.0	1.1		0.2	0.2	0.5	0.4
102	157	346	516	400	330	971	904
19	17	113	78	87	111	61	109
14	14	63	1	101	118	39	56
1	6	35	40	42	48	42	34
2	11	163	206	174	179	294	173
				361		112	59

Комплекс Найн

Вторым важнейшим представителем анортозит-рапакивигранит-щелочногранитной группы является комплекс Найн (1.35—1.29 млрд лет) на Канадском щите. Плутоны этого комплекса образуют широкий субмеридиональный пояс протяженностью около 400 км, контролируемый сутурной зоной Торнгэт (1.86—1.74 млрд лет), сшивающей два раннедокембрийских кратона — Рэй и Найн — и расположенной в тыловой зоне «внешнего» аккреционного складчатого пояса (рис. 3, 36), дискретно развивавшегося по южной окраине Лаврентийско-

Таблица 11

Содержания REE в породах Геранского и Гекунданского массивов, дайке йотунита и вмещающих породах, ppm

Компоненты	Джугджурский комплекс (Геранский массив)						Дайковый рой	Гекунданский массив	Вмещающие породы
	Центральная «анортозитовая» группа		Краевая «меланократовая» группа						
	Л-615	561-г	531-А	502-Л	573-Л/1	532	Л-616-2	63500	Л-760
	An	Ol-G-An	Jt	G-Mnz	Mnz	Sy	Jt	Gb	Grt
	INA						ICP MS		INA
La	10.6	9.1	45.2	36.0	86.0	7.2	54.2	31.5	35.9
Ce	22	19	132	86	211	11	126	71	95
Pr							13.31	8.89	
Nd	9.90	8.70	96.00	60.00	133.00	4.70	71.11	36.43	53.00
Sm	1.99	1.50	17.00	12.40	19.50	0.71	14.44	7.86	10.40
Eu	1.81	1.86	4.98	6.94	7.09	8.04	2.47	1.89	1.82
Gd	1.73	1.55	13.50		11.20		13.39	6.74	7.80
Tb	0.24	0.24	1.58	1.00	1.71	0.20	2.05	1.05	1.15
Dy	1.30	1.40	8.50		10.60		10.44	5.75	5.60
Ho	0.23	0.20	1.30		1.60		2.09	1.22	0.84
Er							5.60	3.16	
Tm	0.11	0.09	0.38		0.76		0.70	0.47	0.37
Yb	0.76	0.69	2.24	3.70	6.00	0.34	4.21	3.09	2.27
Lu	0.12	0.11	0.38	0.59	1.14	0.06	0.62	0.41	0.36
$[La/Yb]_N$	9.42	8.91	13.63	6.57	9.69	14.31	8.70	6.90	10.69
$[La/Sm]_N$	3.35	3.82	1.67	1.83	2.78	6.38	2.36	2.52	2.17
$[Gd/Yb]_N$	1.84	1.82	4.88	1.54	1.51	2.48	2.58	1.77	2.78
Eu/Eu*	2.98	3.73	1.00	2.27	1.47	28.61	0.54	0.79	0.62

Таблица 12

Содержания REE в гранитоидах Северо- и Южно-Учурского массивов и вулканитах амундалинского комплекса, ppm

Компоненты	Северо-Учурский массив										Амундалинский комплекс		Южно-Учурский массив
	141600	Л-720	ОС-160	11510	Л-692	SG	13	Л-717-2	ГП-87а	Л-821	68007	ГП-58	Л-619
	Sy	CBGr	FBGr	A-Sy	RGr			A-EGr	L	Grd	C	OR	B-AGr
	ID TIMS			ICP MS	INA		ID TIMS	ICP MS	INA	ICP MS	ID TIMS	INA	
La	104.9	197.8	133.0	217.0	66.0	128.0	120.4	184.0	20.0	314.0	26.7	28.0	107.7
Ce	200	392	261	430	116	255	341	376	41	877	118	63	231
Pr				30.07				46.12		63.59			
Nd	94.72	145.90	71.00	109.00	36.00	115.00	137.12	176.00	22.00	229.00	29.60	27.00	97.83
Sm	16.44	24.88	10.30	8.25	5.50	18.20	23.93	43.32	5.01	53.51	4.90	6.90	17.96
Eu	4.23	0.95	0.32	0.28	0.21	1.07	1.27	2.52	1.46	1.95	0.25	0.05	1.52
Gd	12.19	20.41	7.20	4.66			19.04	43.68		55.34	3.70		14.67
Tb			1.39	0.57	0.95	2.10		9.16	0.68	18.32	0.89	2.00	
Dy	10.06	21.29	10.10	3.54			18.24	50.16		160.00	8.80		13.48
Ho			1.90	0.90				11.18		49.02	2.70		
Er	5.71	12.57		4.28			11.10	30.67		189.00			7.84
Tm			1.14	1.16				4.33		34.20	2.16		
Yb	6.05	11.89	8.90	12.76	4.80	10.00	11.29	23.12	2.30	232.00	17.70	8.70	7.36
Lu	0.84	1.68	1.38	2.79	0.83	2.10	1.76	3.39	0.34	33.18	3.08	1.36	1.06
$[La/Yb]_N$	11.72	11.24	10.10	11.48	9.29	8.65	7.21	5.38	5.88	0.91	1.02	2.17	9.88
$[La/Sm]_N$	4.02	5.00	8.13	16.53	7.55	4.43	3.17	2.67	2.51	3.69	3.43	2.55	3.77
$[Gd/Yb]_N$	1.63	1.39	0.66	0.30	0.93	1.08	1.37	1.53	1.26	0.19	0.17	0.88	1.61
Eu/Eu*	0.91	0.13	0.11	0.14	0.12	0.21	0.18	0.18	0.98	0.11	0.18	0.02	0.29

Таблица 13

Содержания REE в вулканитах Улканского грабена, ppm

Компоненты	Улканская серия									Уянская серия			
	улкачанская свита					элгэтэйская свита				бириндинская свита			
	20766	2086901	20769	ГП-44б	Л-667	0151	70162	Л-625	Л-651-4	20822	20818	244	20816
	B							TR		B		Dl	
	INA		ICP MS	INA	ICP MS	INA	ICP MS	INA		ICP MS			INA
La	80.6	47.0	66.6	91.0	40.4	32.0	31.6	90.0	120.0	34.5	24.4	12.6	13.4
Ce	176	93	210	185	82	69	67	196	244	81	55	30	26
Pr			17.34		9.75		8.78			9.79	7.40	4.06	
Nd	58.70	52.00	69.46	105.00	40.50	37.00	35.24	100.00	115.00	43.51	29.98	17.47	14.90
Sm	11.70	11.40	13.64	17.00	9.22	7.50	7.79	19.00	20.40	8.50	6.58	3.70	3.44
Eu	2.48	2.74	2.50	3.26	2.27	1.97	1.83	3.08	0.74	2.78	1.98	1.44	1.29
Gd			11.53		8.71		7.34		10.50	7.14	5.35	3.57	3.88
Tb	1.92	1.70	1.48	1.60	1.23	0.84	1.05	2.40	2.10	1.08	0.68	0.50	0.65
Dy			8.54		6.35		6.31			5.57	4.42	3.04	
Ho			1.56		1.28		1.18			1.10	0.78	0.56	
Er			4.42		3.11		3.26			2.82	2.19	1.62	
Tm			0.68		0.56		0.55			0.39	0.34	0.24	
Yb	3.37	3.20	4.17	4.50	2.90	2.60	3.14	7.50	7.44	2.48	2.00	1.43	1.68
Lu		0.56	0.61	0.63	0.51	0.39	0.45	1.10	0.77	0.36	0.29	0.21	
$[La/Yb]_N$	16.16	9.92	10.80	13.66	9.43	8.32	6.81	8.11	10.90	9.43	8.25	5.98	5.39
$[La/Sm]_N$	4.34	2.59	3.07	3.37	2.76	2.69	2.55	2.98	3.70	2.56	2.34	2.15	2.45
$[Gd/Yb]_N$	2.44	2.27	1.51	1.52	1.81	1.38	1.44	1.49	1.14	1.86	1.46	1.49	1.66
Eu/Eu*	0.50	0.74	0.61	0.80	0.77	0.86	0.74	0.58	0.15	1.09	1.02	1.21	1.08

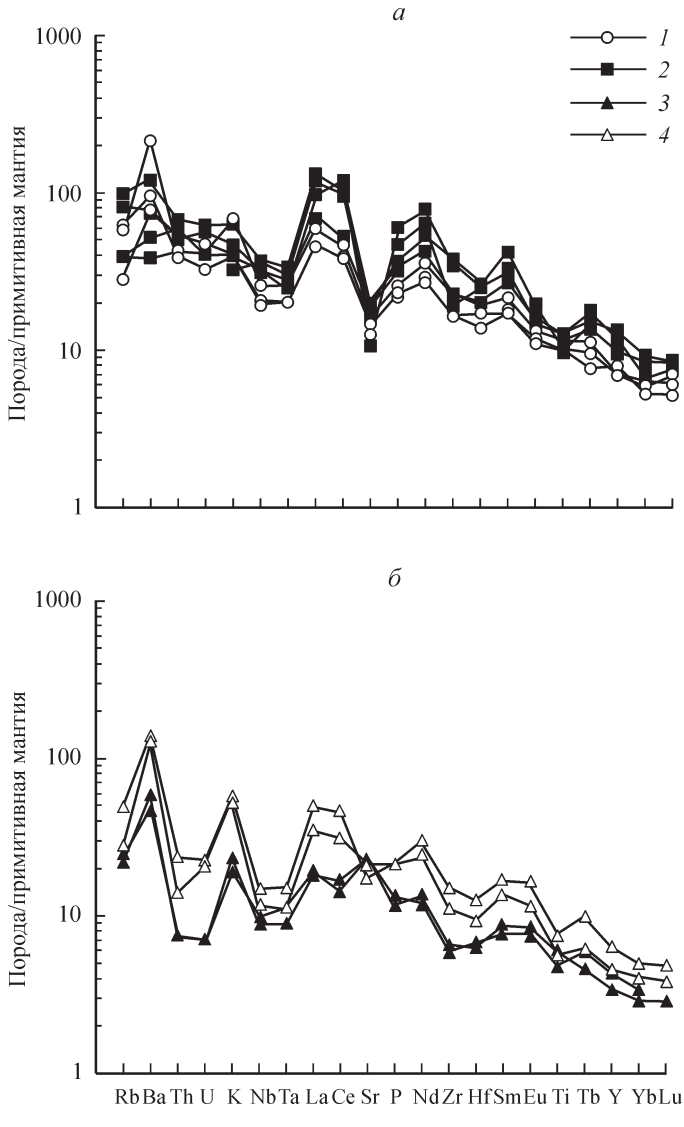


Рис. 31. Спайдерграммы базальтоидов Улканского района.

а — базальты улканской серии; *б* — базальты и долериты бириндинской свиты уянской серии. *1* — элгэтэйская свита, *2* — улкачанская свита, *3* — долерит, *4* — базальт.

го кратона в возрастном интервале 2.0—1.0 млрд лет. Плутоны этого комплекса достаточно хорошо изучены, особенно это касается анортозитов (Emslie, 1978, 1991; Emslie et al., 1994; Anderson, 1983; Ashwal, 1993; Wiebe, 1992). Во многом комплекс Найн напоминает Улкан-Джугджурскую магматическую ассоциацию, однако в отличие от последней для него характерна существенно бóльшая роль монцонитов. Щелочные граниты и комагматичные им вулканиты в комплексе Найн также резко подчинены анортозитам и субщелочным гранитоидам. В то

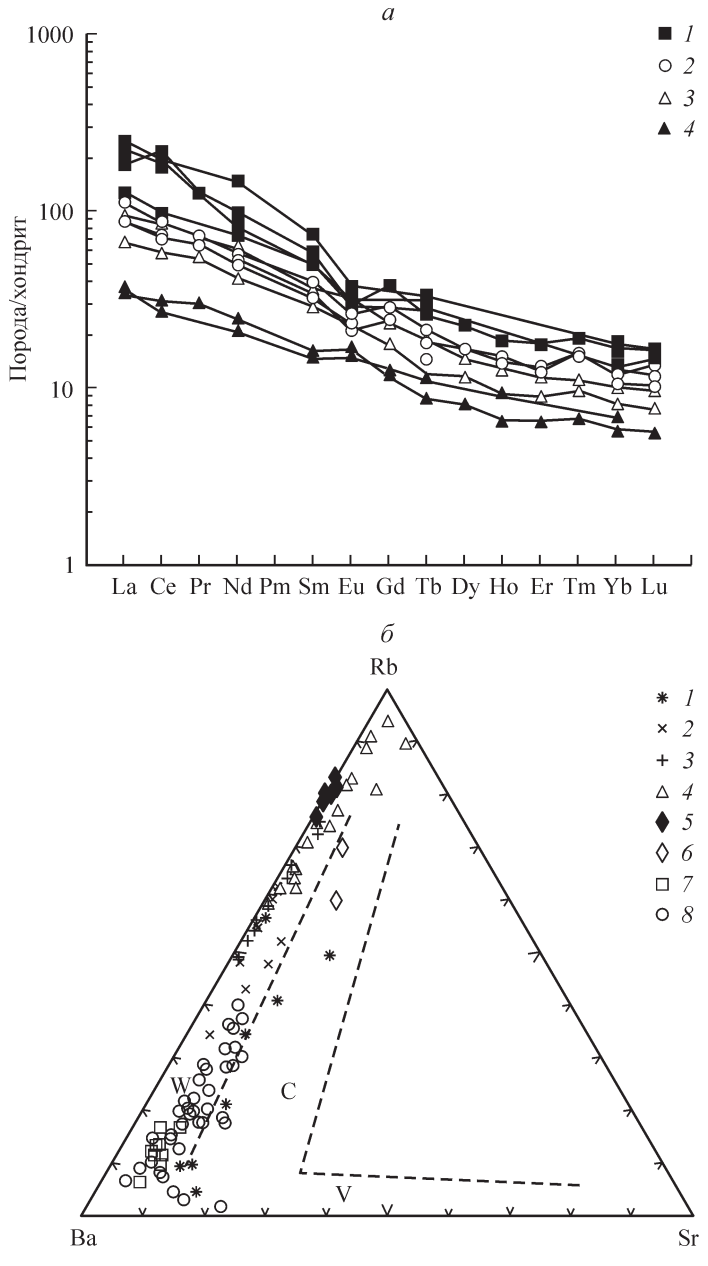


Рис. 32. График распределения REE в базальтах улканской и уянской серий (*а*) и диаграмма Ba—Rb—Sr для гранитоидов Улканского района (*б*).

а — 1—2 — улканская серия: *1* — улкачанская свита, *2* — элгэтэйская свита; *3—4* — уянская серия (бириндинская свита): *3* — базальты, *4* — долериты; *б — 1—6* — породы Северо-Учурского массива: *1* — монцониты, кварцевые монцониты, сиениты, кварцевые сиениты, *2* — крупнозернистые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, *3* — мелкозернистые биотитовые граниты, *4* — щелочные сиениты и граниты, *5—6* — амундалинский вулканогенно-экструзивный комплекс: *5* — комендиты, *6* — онгониты; *7* — гранитоиды Южно-Учурского массива; *8* — фельзические вулканиты улканской серии (элгэтэйская свита). Поля гранитов на диаграмме (*б*) см. на рис. 17.

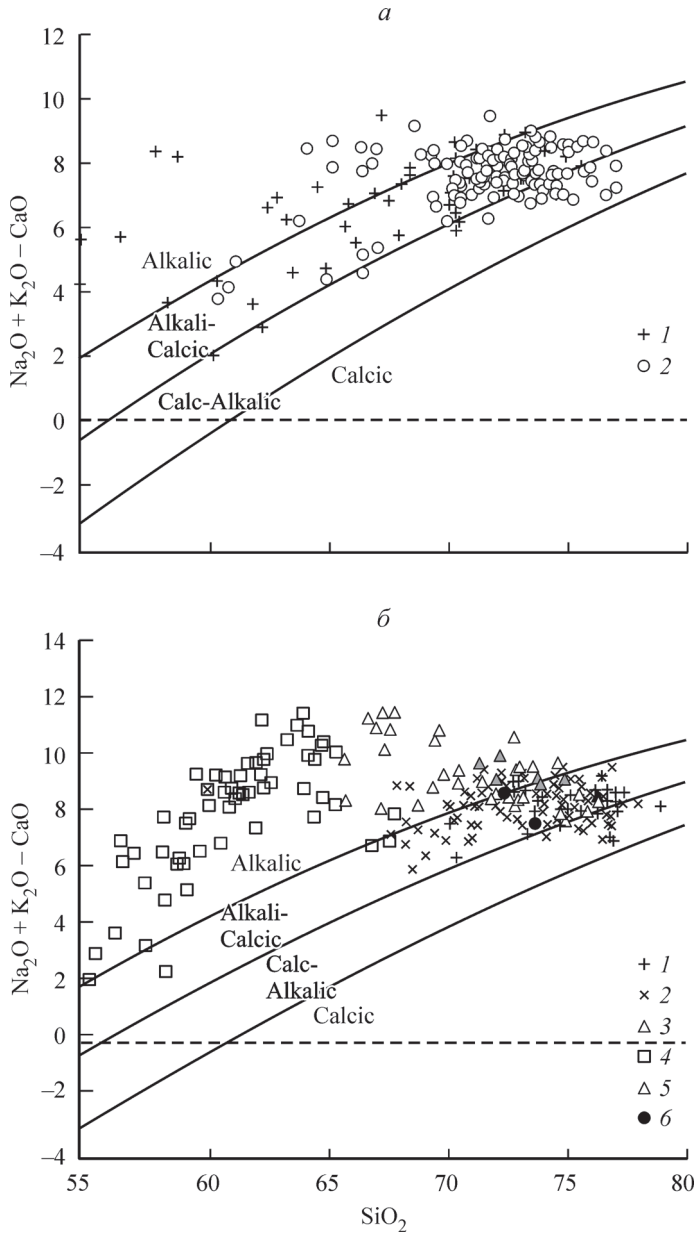


Рис. 33. Диаграммы (K_2O+Na_2O-CaO)—SiO_2 для гранитоидов и фельзических вулканитов Улканского района (по: Frost et al., 2001).

а — гранитоиды Южно-Учурского массива и вулканиты улканской серии (элгэтэйская свита): *1* — гранитоиды, *2* — фельзические вулканиты; *б* — гранитоиды Северо-Учурского массива и амундалинский вулканогенно-экструзивный комплекс: *1* — мелкозернистые биотитовые граниты; *2* — крупнозернистые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты; *3* — щелочные сиениты и граниты; *4* — монцониты, кварцевые монцониты, сиениты, кварцевые сиениты; *5*—*6* — амундалинский комплекс: *5* — комендиты, *6* — онгориолиты.

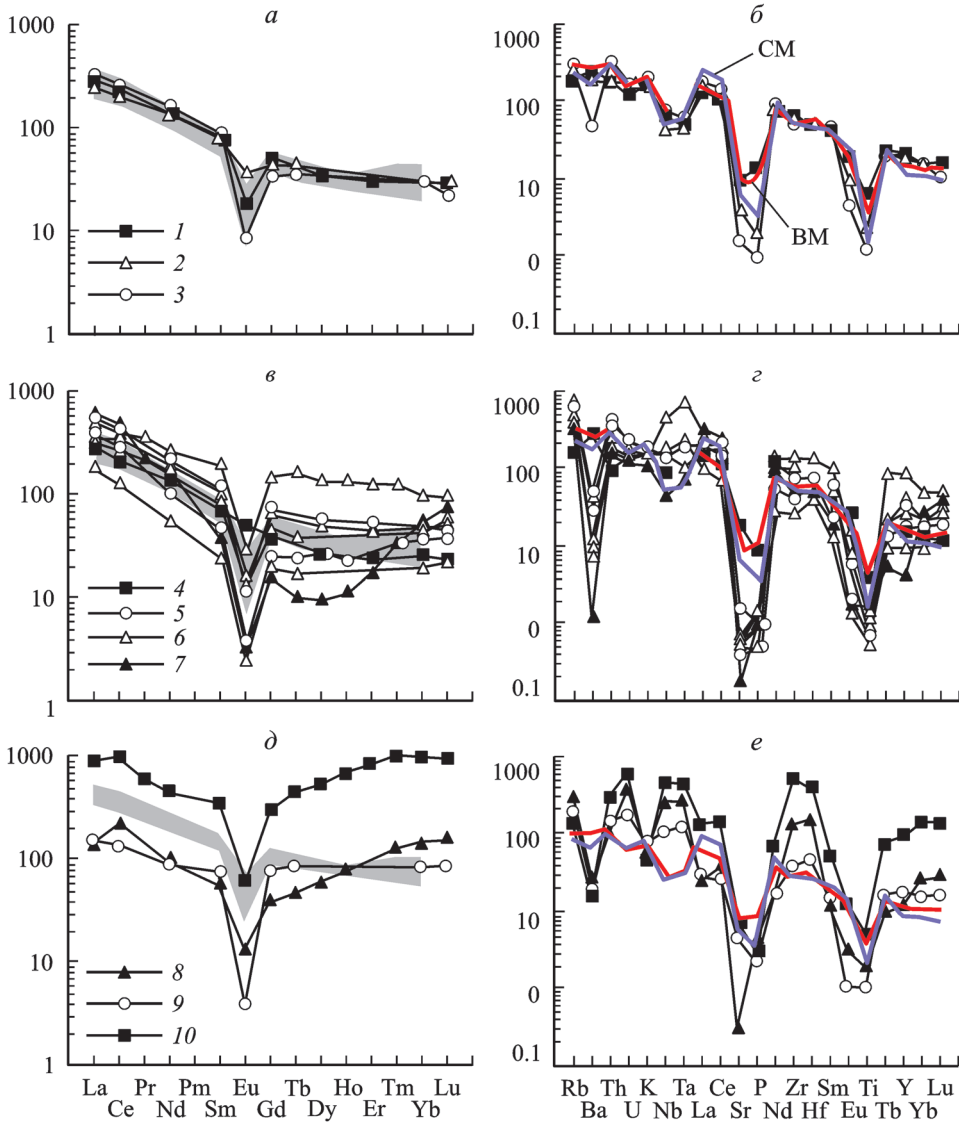


Рис. 34. Графики распределения REE и спайдерграммы гранитоидов и кислых вулканитов улканского комплекса.

а, *б* — граниты Южно-Учурского массива и фельзические вулканиты элгэтэйской свиты улканской серии: *1* — граниты, *2* — трахидациты, *3* — трахириолиты; *в*, *г* — гранитоиды Северо-Учурского массива: *4* — кварцевые сиениты, *5* — биотитовые граниты, *6* — щелочные граниты, *7* — щелочные кварцевые сиениты; *д*, *е* — породы амундалинского вулканогенно-экструзивного комплекса: *8* — комендит, *9* — онгориолит, *10* — грорудит. Серое поле на диаграммах — состав гранитов рапакиви Балтийского щита. ВМ и СМ — средний состав овоидных гранитов Выборгского и Салминского массивов соответственно.

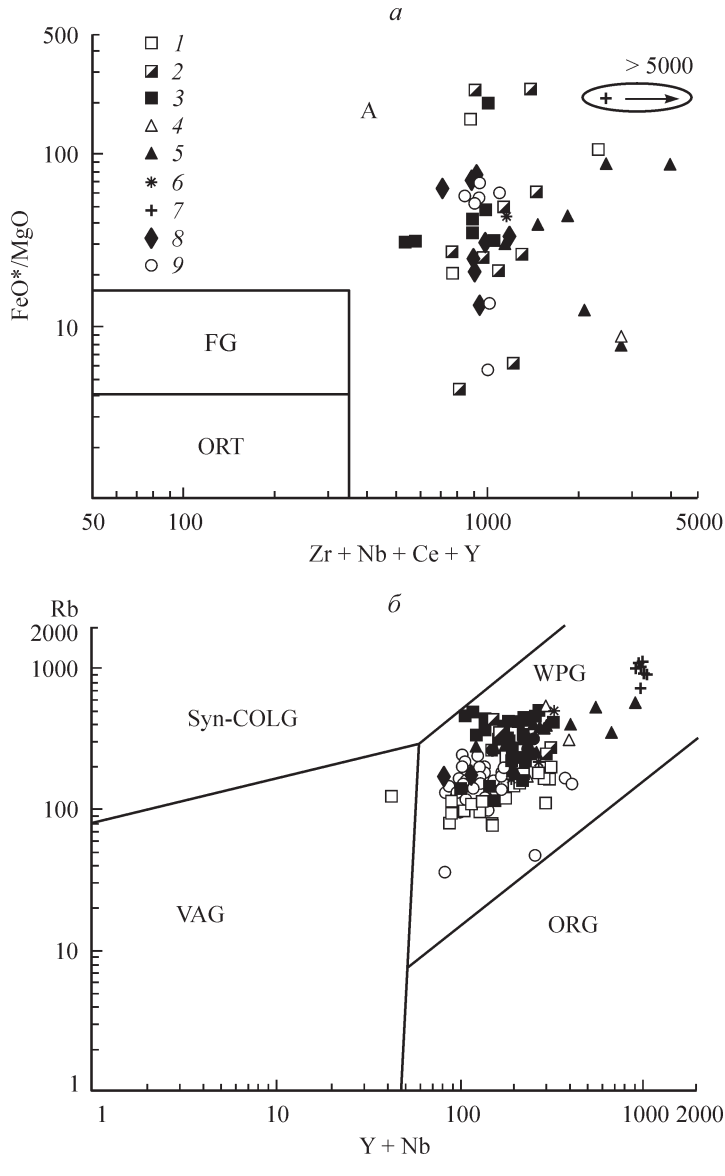


Рис. 35. Дискриминационные тектономагматические диаграммы для гранитоидов и фельзических вулканитов улканского комплекса.

а — FeO*/MgO-(Zr + Nb + Ce + Y) по: Whalen et al. (1987); *б* — Rb-(Y + Nb) по: Pearce et al. (1984). *1—7* — породы Северо-Учурского массива: *1* — монцониты, кварцевые монцониты и сиениты, *2* — крупнозернистые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, *3* — мелкозернистые биотитовые граниты, *4* — щелочные кварцевые сиениты, *5* — щелочные граниты, *6—7* — амундалинский вулканогенно-экструзивный комплекс: *6* — онгориолиты, *7* — комендиты; *8* — гранитоиды Южно-Учурского массива; *9* — фельзические вулканиты улканской серии (элгэтэйская свита). Поля на диаграмме см. рис. 18.

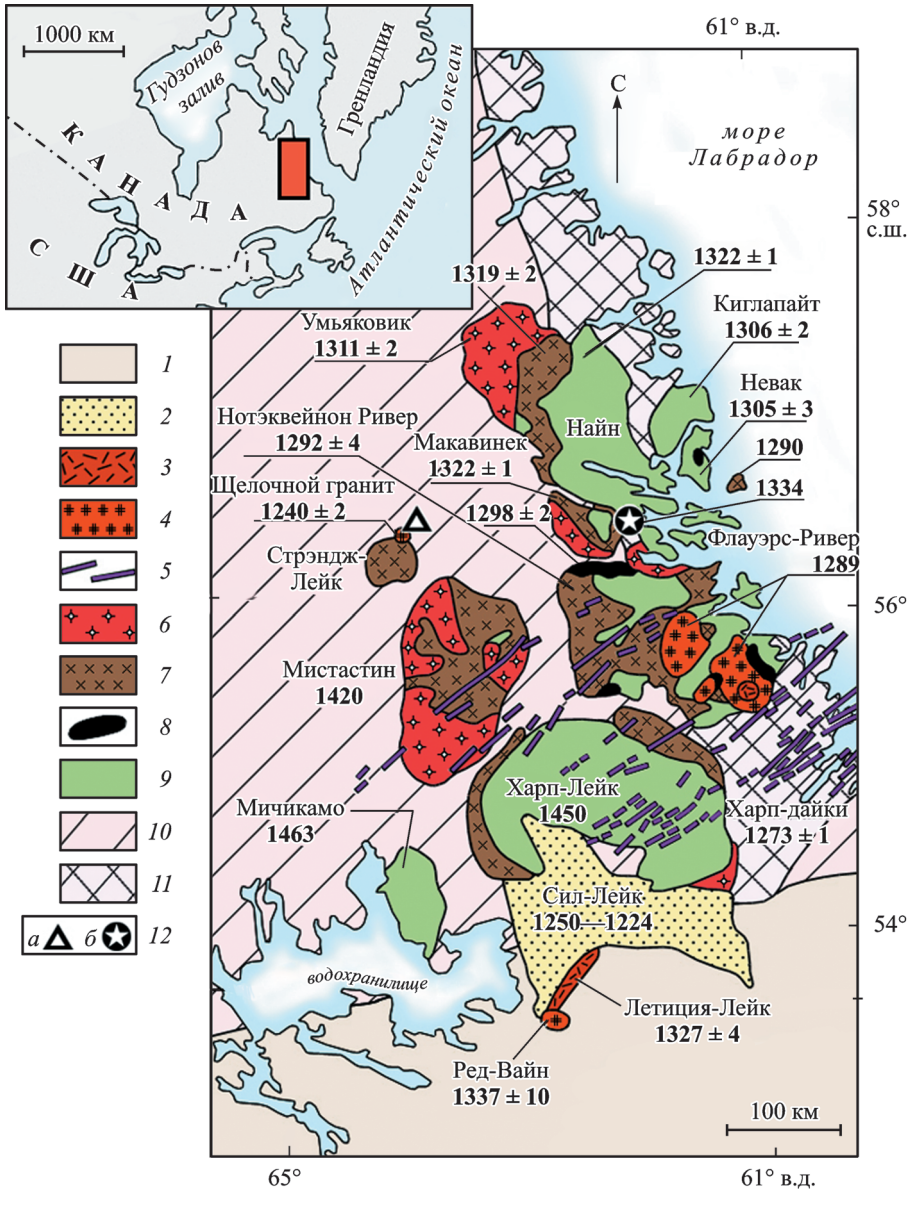


Рис. 36. Мезопротерозойский (Эльсонский) внутриплитный магматизм п-ова Лабрадор, провинция Найн. По: Emslie (1980), Ryan (2000), с дополнениями.

1 — провинция Гренвилл; *2* — постэльсонские континентальные осадочные породы и базальты; *3* — вулканиты преимущественно кислого состава, в том числе и щелочные риолиты; *4* — щелочные граниты; *5* — диабазовые дайки постэльсонские; *6* — граниты рапакиви; *7* — монцониты; *8* — ферродиориты; *9* — габброиды и анортозиты; *10* — архейские породы, переработанные в раннем протерозое (провинция Рэй); *11* — архейские породы Северо-Атлантического кратона (провинция Найн); *12* — уникальные месторождения, связанные с эльсонским внутриплитным магматизмом (*а* — Be-Nb-Y-Zr-REE месторождение Стрэндж-Лейк, *б* — Cu-Ni-Co месторождение Восис-Бей). На схеме приведены исключительно U-Pb значения возраста (Ryan, 2000, ссылки в данной работе).

же время в отличие от Улкан-Джугджурской ассоциации, где щелочные граниты и вулканиты завершают ее развитие, в комплексе Найн щелочногранитный магматизм развивался в дискретном режиме на протяжении всего периода формирования этого комплекса. Можно выделить по крайней мере три импульса этого магматизма: Ред-Вайн—Арк-Лейк (1337 млн лет), Летиция-Лейк (1327 млн лет) и Флауэрс-Ривер (1289 млн лет). С щелочными гранитами первого импульса сопряжено появление в очень небольшом объеме агпаитовых нефелиновых сиенитов (Miller et al., 1997), а со вторым и третьим импульсами — бимодальных вулканитов, в том числе комендитов и пантелеритов (Collerson, 1982).

Субщелочные гранитоиды представлены высокожелезистыми и высококалиевыми, преимущественно низкоглиноземистыми породами щелочно-известковой и щелочной серий. Они также принадлежат к группе «восстановленных» гранитов (Frost et al., 2002) «ильменитовой серии», кристаллизация которых происходила из очень высокотемпературных и «сухих» магм. Граниты рапакиви, чарнокиты и мангериты кристаллизовались в условиях, близких или ниже FMQ буфера, температурах 725—825°C и давлении около 3.5 кбар (Emslie, Stirling, 1993). Щелочные гиперсольвусные эгирин-рибекитовые граниты ассоциируют с субщелочными гиперсольвусными фаялит-пироксеновыми гранитами, занимающими промежуточное положение между щелочными гранитами и субщелочными субсольвусными роговообманково-биотитовыми гранитами рапакиви. Геохимические характеристики и субщелочных, и щелочных гранитов отвечают гранитам А-типа и внутриплитным гранитам (Emslie et al., 1994; Miller et al., 1997).

1.2.2. Мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная группа

Представителем этой группы является наиболее поздний рапакивигранитсодержащий комплекс провинции Найн—Стрэндж-Лейк, расположенный к западу от комплекса Найн, между сутурами Торнгэт и Нью-Квебек (~1.84 млрд лет) (рис. 36). Массив Стрэндж-Лейк прорывает архейский фундамент, реактивированный в палеопротерозое, тектонической провинции Рэй (Kerr, 2001). Он представляет собой округлое в плане интрузивное тело (~550 км^2), сложенное в основном монцонитами, кварцевыми монцонитами и реже гранитами, иногда со структурами рапакиви. В северной части массива локализовано небольшое тело более поздних щелочных гранитов (~ 6 км в диаметре). Возраст редкометалльных щелочных гранитов 1240±2 млн лет (Miller et al., 1997). В массиве выделяется несколько фаз внедрения щелочных гранитов: гиперсольвусные, трансольвусные и наиболее дифференцированные субсольвусные; кроме того, — многочисленные пегматиты, реже аплиты, развитые главным образом среди поздних субсольвусных гранитов. Гиперсольвусные граниты образуют внешнее полукольцо в теле щелочных гранитов. Они состоят из фенокрист кварца и пертита, интерстиционного арфветсонита и небольшого количества альбита, энигматита, астрофиллита, власовита и других редких минералов. Трансольвусные граниты имеют ограниченное распространение и имеют состав, близкий к предыдущему типу гранитов, за исключением того, что микроклин является обычной фазой. Субсольвусные граниты, самая поздняя интрузивная фаза, занимают более 60% массива. Они состоят из кварца, щелочных полевых шпатов и арфветсонита. Кроме того, в некоторых разновидностях этих гранитов количество эльпидита может составлять 15—20%. Акцессорные минералы представлены гематитом, флюоритом, торитом, бастнезитом, монацитом, пирохлором, ценозитом, ортитом, иттриевым милари-

том и др. Геохимические особенности гранитов массива Стрэндж-Лейк отвечают гранитам А-типа и внутриплитным гранитам (Miller et al., 1997).

С этим же магматическим импульсом связано формирование щелочных гранитов комплекса Делоро (1241 ± 2 млн лет), развитых в провинции Гренвилл (Gower, 1996; Rivers, 1997).

1.2.3. Рапакивигранит-щелочногранитная группа

К этой группе можно отнести такие комплексы, как Пайкс-Пик (Колорадо, США) и некоторые комплексы Бразилии, к которым относятся наиболее молодые рапакивигранитные комплексы провинции Рондония (юго-западная часть Амазонского кратона): Санта-Клара (1.08—1.07 млрд лет), Молодые Граниты Рондонии (0.99—0.97 млрд лет), а также комплекс Мапуэра (1.83 млрд лет), расположенный в центральной части Амазонского кратона (провинция Питинга).

Комплексы Санта-Клара и Молодые Граниты Рондонии

Эти комплексы образуют в провинции Рондония пояс небольших интрузий и штоков гипабиссальных и субвулканических гранитов северо-восточной ориентировки, секущий палеомезопротерозойские орогенические пояса Рио-Негро—Журена и Рондониа—Сан-Игнасио (рис. 22). Для комплексов Санта-Клара и Молодые Граниты Рондонии характерно совмещение субщелочных высококалиевых гранитоидов щелочно-известковой серии и щелочных гранитов. Гранитоиды первого типа резко доминируют и образуют ранние фазы этих комплексов. Среди них широко развиты биотит-амфиболовые граниты рапакиви типа питерлитов. Меньшей распространенностью пользуются кварцевые монцониты, кварцевые сиениты и чарнокиты. Поздние фазы образуют сравнительно небольшие тела высокодифференцированных пород. Среди них выделяются породы двух серий: агпаитовой и плюмазитовой. Породы первой серии представлены гиперсольвусными гранитами, пироксен-амфиболовыми щелочнополевошпатовыми сиенитами и трахитами, а также щелочными гранитами и риолитами. Для второй серии характерны биотитовые, щелочнополевошпатовые топазсодержащие Li-F граниты, аляскиты, а также онгониты. Важно отметить, что от более ранних гранитов Санта-Клара к Молодым Гранитам Рондонии роль высокодифференцированных гранитов возрастает. С ними ассоциируют близкие по возрасту (~1.0 млрд лет) покровы континентальных базальтов свиты Нова-Флорешта, демонстрируя бимодальный характер магматизма.

Все гранитоиды отличаются высокой железистостью ($f > 0.8$). Среди субщелочных гранитоидов распространены как слабометглиноземистые, так и слабоперглиноземистые породы (A/CNK = 0.83—1.08). Щелочные граниты отличаются большей железистостью ($f > 0.95$), большей степенью дифференцированности и более высокими содержаниями большинства некогерентных элементов. Геохимические характеристики всех этих гранитоидов соответствуют внутриплитным гранитами и гранитам А-типа (Bettencourt et al., 1999).

Комплекс Мапуэра

Комплекс Мапуэра представляет собой группу сравнительно небольших по размерам массивов, расположенных в зоне сочленения неоархейской Центральноамазонской тектонической провинции и палеопротерозойского складчатого пояса Вентури—Тапайос (рис. 21). Для этого комплекса также характерна ассоциация субщелочных и щелочных гранитов, причем в большинстве массивов (Симао, Бом-Футуро, Агуа-Боа) присутствуют только субщелочные граниты, и только в массиве Мадейра присутствуют обе эти группы гранитов. Характерной осо-

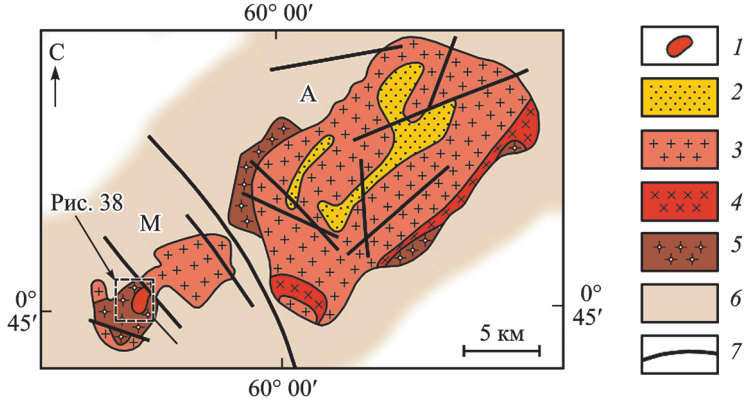


Рис. 37. Геологическая схема размещения массивов гранитов рапакиви Мадейра и Агуа-Боа в провинции Питинга, Бразилия (по: Costi et al., 2000).

Граниты (*1*—*5*): *1* — щелочные альбитовые рудоносные; *2* — порфировидные топазсодержащие, *3* — средне-крупнозернистые биотитовые, *4* — мелкозернистые порфировидные биотитовые, *5* — амфибол-биотитовые овоидные граниты рапакиви; *6* — вмещающие вулканогенно-терригенные породы серии Ирикоме; *7* — разломы. А, М — массивы гранитов рапакиви: А — Агуа-Боа, М — Мадейра.

бенностью этого комплекса является полное отсутствие одновозрастных пород основного или среднего состава.

Наиболее изученными являются два сближенных в пространстве и вытянутых в северо-восточном направлении массива Агуа-Боа и Мадейра, возможно представляющих собой апикальные выступы единого, слабоэродированного плутона (рис. 37). Массив Агуа-Боа сложен породами четырех фаций (Costi et al., 2000б): 1) крупнозернистые биотит-амфиболовые питерлиты; 2) мелкозернистые биотитовые граниты; 3) средне- и крупнозернистые биотитовые щелочнополевошпатовые граниты; 4) порфировидные биотитовые топазсодержащие граниты. Топазсодержащие граниты чрезвычайно близки к таковым в анортозит-рапакивигранитных плутонах Балтийского щита. Массив Мадейра фациально близок к массиву Агуа-Боа (Lenharo et al., 2003). В его составе (рис. 37, 38) выделяют две главные разновидности: крупнозернистые биотит-амфиболовые питерлиты и среднезернистые биотитовые граниты. Эти граниты секутся штоком (~2 км в поперечнике) поздних гранитов, в составе которых преобладают щелочные криолитсодержащие альбитовые граниты. Снизу и по краям они обрамлены порфировидными гиперсольвусными гранитами. Все они имеют магматическую природу, причем взаимоотношения двух поздних фациальных групп гранитов говорят о том, что здесь имело место взаимоотношение двух магм. Альбитовые граниты имеют порфировидную мелко-среднезернистую структуру и состоят из кварца, альбита и калишпата. Кроме того, присутствуют криолит, Fe-Mg-Li-слюда, полилитионит, рибекит. Акцессорные минералы представлены цирконом, касситеритом, минералами группы пирохлора, торитом, флюоритом, колумбитом, гематитом (Costi et al., 2000б). В гранитах рапакиви акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, ильменитом, флюоритом, ортитом, апатитом, торитом и рутилом.

Субщелочные граниты принадлежат главным образом к щелочно-известковой серии. Среди биотит-амфиболовых гранитов преобладают метглиноземистые,

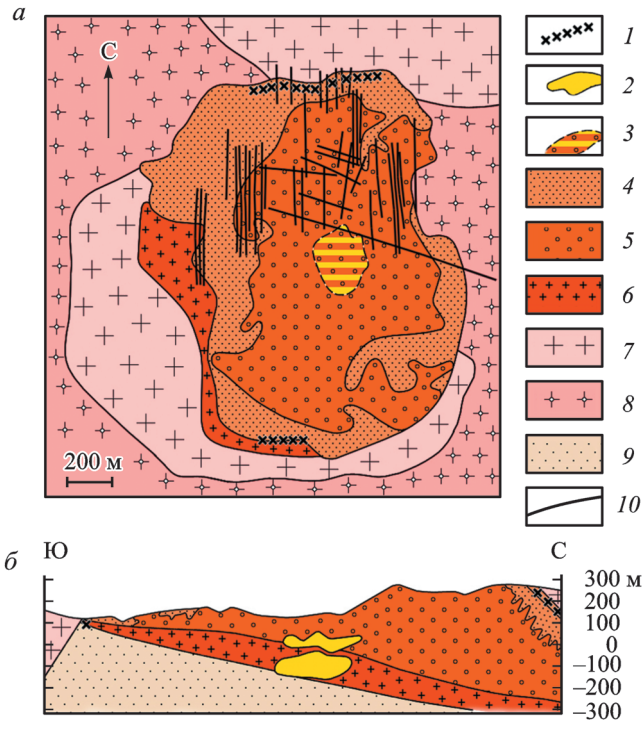


Рис. 38. Рудоносные граниты массива Мадейра, провинция Питинга, Бразилия (по: Costi et al., 2000).

а — геологическая карта; *б* — разрез (С—Ю). *1* — цвиттеры; *2* — криолитовое рудное тело; *3* — проекция на поверхность криолитового рудного тела; *4—5* — альбитовые граниты с рассеянным Sn-редкометалльным оруденением: *4* — краевая фация, *5* — ядерная фация; *6* — порфировидные гиперсольвусные щелочные граниты; *7* — крупнозернистые биотитовые граниты; *8* — амфибол-биотитовые овоидные граниты рапакиви; *9* — вмещающие вулканиты серии Ирикоме; *10* — разломы.

а среди биотитовых и топазсодержащих — перглиноземистые составы. Альбитовые граниты принадлежат к щелочной Na-серии. Все они сильно обогащены некогерентными элементами, за исключением Ba и Sr, и имеют геохимические характеристики типичных внутриплитных гранитов и A-гранитов (Horbe et al., 1991; Costi et al., 2000б). Экстремально-обогащенными Rb, Ta, Nb, U, Th, Pb, Sn, Zr, Hf, HREE, F и наиболее фракционированными являются альбитовые граниты, содержащие рассеянное оловоредкометалльное оруденение. Для них характерны крайне высокие содержания HREE ($[La/Yb]_N < 1$; $[Yb]_N = 130—300$) и глубокая негативная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.05—0.08$).

Температура кристаллизации гранитов рапакиви оценивается в 950—800 ºС в условиях низкой фугитивности кислорода, тогда как кристаллизация альбитовых гранитов происходила при температурах ниже 650 ºС в малоглубинных и в более окислительных условиях, выше NNO буфера (Lenharo et al., 2003).

Близкий тип гранитов развит и в юго-восточной части того же складчатого пояса Вентури—Тапайос (рис. 21). Это граниты рапакиви и ассоциирующие с ними щелочные граниты комплекса Телес-Пайрес с возрастом 1.79 млрд лет (Santos et al., 2004). С ними ассоциируют одновозрастные с ними (видимо, ко-

генетичные) дайки и силлы габбродиабазов. Небольшие массивы этих гранитов образуют цепочку (~100 км) вдоль границы складчатого пояса и архейского кратона.

Плутон Пайкс-Пик

Плутон расположен в складчатом поясе Явапай (1.76—1.70 млрд лет) в обрамлении архейского кратона Вайоминг (см. рис. 3). Этот достаточно крупный массив (> 3800 км^2) имеет сложное внутреннее строение. Он состоит из трех относительно крупных интрузивных центров, целого ряда небольших массивов и штоков поздних гранитов. Возраст плутона — 1.09—1.08 млрд лет (Smith et al., 1999). Состав пород варьирует от основных до кислых, но резко доминируют граниты. Выделяется две магматических серии пород (Barker et al., 1975): калиевая и натровая. K-серия включает грубозернистые биотит-амфиболовые и биотитовые граниты и мелкозернистые лейкограниты. Этими гранитами, которые иногда имеют структуру рапакиви, в основном и сложен плутон. Породы Na-серии образуют несколько небольших поздних интрузий (< 10% площади плутона). Эти интрузии включают широкий спектр пород от габброидов до сиенитов и щелочных гранитов с фаялитом и арфветсонитом при явном преобладании гранитоидов.

Мафические породы представлены высокожелезистыми габбро и базитовыми дайками щелочной и субщелочной серий. Они отличаются высокими содержаниями TiO_2, P_2O_5, щелочей и сравнительно низкими значениями Mg#. Спайдерграммы, нормированные к примитивной мантии, показывают общее обогащение несовместимыми элементами и негативные Nb, Ta и Sr аномалии. Гранитоиды обеих серий обогащены несовместимыми элементами и имеют геохимические черты типичных внутриплитных гранитов A-типа; кроме того, граниты K-серии близки к типичным гранитам рапакиви (Smith et al., 1999). Кристаллизация гранитов происходила в малоглубинных (< 5 км) и восстановительных условиях (−1.5 lg FMQ), из «сухих» и высокотемпературных (950 °C) магм (Barker et al., 1975; Frost et al., 1988).

* * *

Выделенные группы магматических комплексов рассматриваемой магматической ассоциации, так же как и в АМЧРГ-ассоциации, образуют закономерный ряд от наиболее глубинных анортозит-рапакивигранит-щелочногранитных до рапакивигранит-щелочногранитных комплексов. Для пород этой ассоциации характерно совмещение двух типов гранитоидов: субщелочных K-серии и щелочных Na-серии при резком преобладании первых. Гиперсольвусные субщелочные граниты, иногда ассоциирующие с ними, имеют геохимические черты переходного типа и, видимо, образуются при смешении первичных магм этих двух контрастных типов гранитов. Среди пород K-серии доминируют граниты рапакиви, геохимически почти идентичные гранитам рапакиви АМЧРГ-ассоциации. Щелочные граниты более обогащены некогерентными элементами, особенно HFSE и HREE, по сравнению с гранитами рапакиви и близки к анорогенным щелочным гранитам A-типа фанерозойского возраста с источником OIB-типа. Эти граниты также кристаллизуются из очень высокотемпературных, «сухих» и «восстановленных» магм.

Дифференциация гранитов в этих комплексах осуществляется по двум разным трендам: агпаитовому и плюмазитовому. Наиболее поздние и наиболее дифференцированные породы первого тренда — экстремально обогащенные некогерентными элементами альбитовые граниты, грорудиты, сельвсбергиты

и комендиты, а второго тренда — топазсодержащие Li-F граниты и онгониты. При этом нередко они образуют тесную породную ассоциацию.

Основные породы, как базальтоиды, так и породы габбро-анортозитового комплекса, имеют более щелочной характер в сравнении с аналогичными породами АМЧРГ-ассоциации и принадлежат к породам переходного типа щелочности. В остальном они мало от них отличаются. Базальтоиды близки к высокожелезистым, высококалиевым и высокотитаниевым траппам, обогащенным некогерентными элементами и фтором.

1.3. Габбро-рапакивигранит-фоидитовая ассоциация

Геологическое положение и возраст. В настоящее время известен только один пример этой ассоциации — Бердяушский массив, локализованный в юго-восточной части Восточно-Европейской платформы, в зоне сочленения с Уральской складчатой системой (см. рис. 9). В отличие от крупных плутонов анортозит-рапакивигранитной ассоциации западной части платформы Бердяушский массив отличается небольшими размерами (~30 км^2) и имеет более молодой возраст. Согласно современным геохронологическим исследованиям (ID TIMS), формирование массива ограничено интервалом 1382—1353 млн лет (Ронкин и др., 2006, 2007; Belyaev et al., 1996б). Массив расположен в северной части Башкирского антиклинория (рис. 39). В строении последнего участвуют раннедокембрийский Тараташский тектонический блок и рифейский вулканогенно-осадочный комплекс. Тараташский блок расположен в северо-восточном периклинальном замыкании Башкирского антиклинория и сложен преимущественно двупироксеновыми кристаллосланцами, гнейсами, мигматитами, эндербитами, чарнокитами и амфиболитами, в различной мере диафторированными. По данным ряда исследователей (Иванов и др., 1986; Краснобаев и др., 1986, 1998; Sindern et al., 2000), в этом блоке фиксируются два высокоградных метаморфических события: 2.6±0.1 и ~2.0 млрд лет. Более ранние даты, ~3.0—2.8 млрд лет, интерпретируются как реликтовые значения возрастов магматических событий. Палеопротерозойские орогенические комплексы в раннедокембрийском фундаменте Башкирского антиклинория отсутствуют. Однако преобладание в детритовом цирконе из рифейских осадочных пород зерен со значениями возраста 1.8—2.3 млрд лет (Willner et al., 2003), не исключает, что в основание антиклинория могут входить и палеопротерозойские орогенические пояса. Рифейские комплексы Западного Урала, в том числе и Башкирского антиклинория, формировались в условиях пассивной континентальной окраины (Пучков, 2000; Никишин, Якубчик, 2002). В раннем и среднем рифее здесь имели место два кратких этапа рифтогенеза (Иванов и др., 1986; Алексеев, 1990; Филлипов, 2000). С первым этапом связано формирование трахибазальт-трахириолитовой вулканической ассоциации айской свиты, имеющей возраст 1615±45 млн лет (Краснобаев и др., 1992), со вторым — базальт-липаритовой ассоциации машакской свиты — 1348±30 млн лет, Рябиновского массива гранитоидов — 1330±50 млн лет (Краснобаев и др., 1986) и Бердяушского массива — 1382—1353 млн лет. Линейная протяженность зоны развития вулканического комплекса машакской свиты составляет около 200 км, мощность — 2000—2500 м при резком преобладании базальтов над риолитами (Карстен и др., 1997; Маслов, 1997).

Геологическое строение и петрография. Бердяушский массив прорывает осадочные породы саткинской и бакальской свит бурзянской серии нижнего

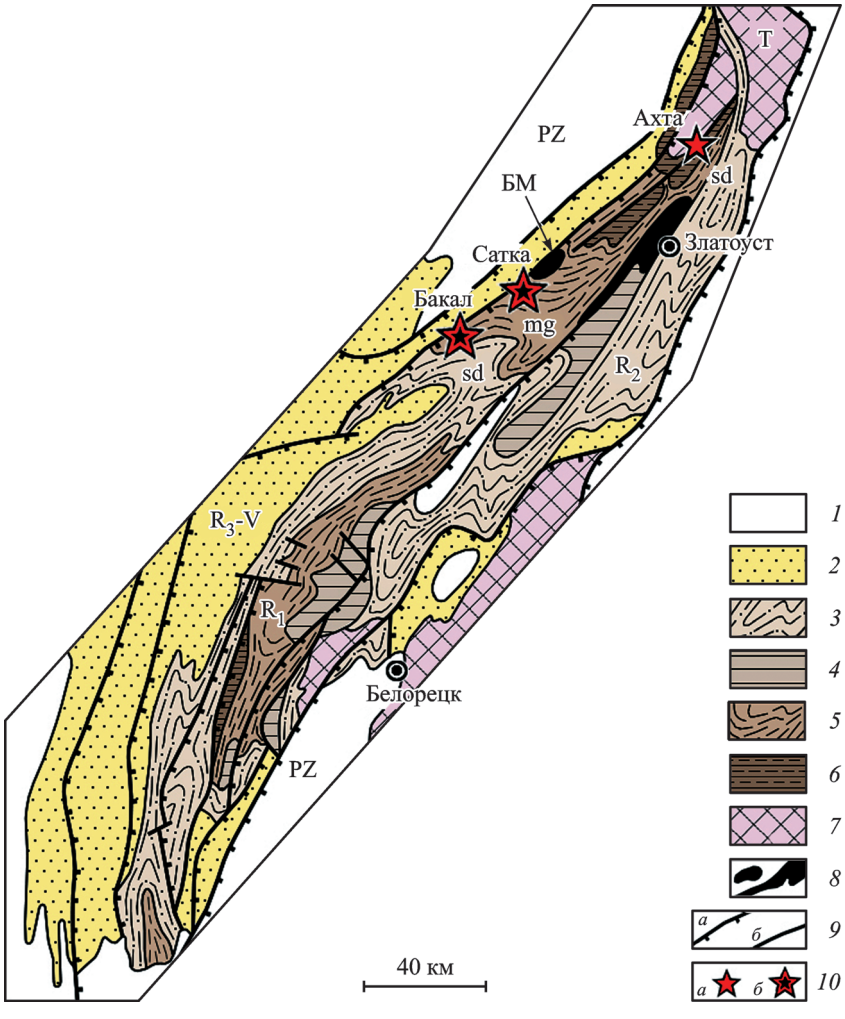


Рис. 39. Схематическая геологическая карта Башкирского антиклинория. По: Козлов и др. (1989), с добавлениями.

1 — палеозойские отложения; *2* — венд-позднерифейские отложения; *3—4* — среднерифейские отложения: *3* — осадочные образования зигальдинской свиты, *4* — вулканогенно-осадочные образования машакской свиты; *5—6* — нижнерифейские отложения: *5* — осадочные образования (юшинская, бакальская, саткинская, суранская свиты), *6* — вулканогенно-осадочные образования (айская и большейнзерская свиты); *7* — раннедокембрийские метаморфические комплексы; *8* — рифейские граниты и основные породы; *9* — надвиги (*а*), разломы (*б*); *10* — рудные объекты: *а* — рядовые месторождения, *б* — крупнейшие месторождения (sd — сидеритовые, mg — магнезитовые). БМ — Бердяушский массив; Т — Тараташский блок.

рифея (рис. 40). Возраст саткинской и бакальской свит, определенный Pb-Pb изохронным методом по карбонатным породам, составляет 1550±30 и 1430±30 млн лет соответственно (Каурова и др., 2006). В геологическом строении массива участвуют три основные группы пород: гранитоиды, основные породы и щелочные породы. Бóльшую часть массива слагают граниты рапакиви и кварцевые

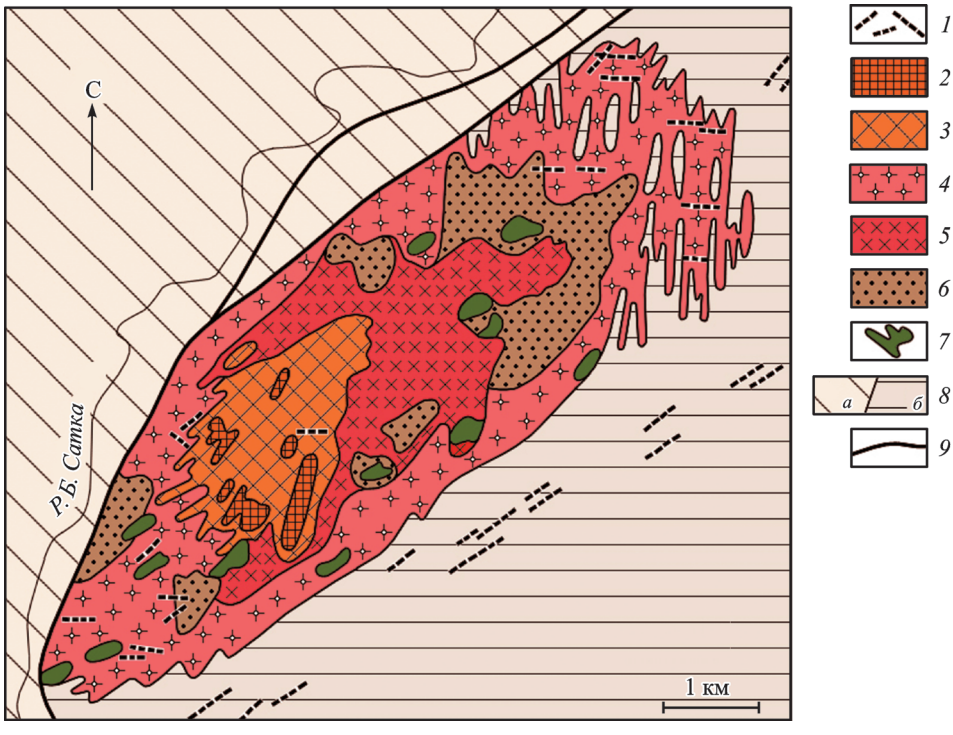


Рис. 40. Схематическая геологическая карта Бердяушского массива. По: Тимесков (1982).
1 — дайки мафических пород; *2* — нефелиновые сиениты; *3* — щелочные сиениты; *4* — граниты рапакиви; *5* — кварцевые сиениты рапакиви; *6* — гибридные породы; *7* — габброиды; *8* — нижнерифейские вмещающие породы бурзянской серии (*а* — бакальская, *б* — саткинская свиты); 9 — надвиги.

сиениты рапакиви. С последними ассоциируют гибридные породы. К центральной части массива приурочены щелочные породы. Небольшие тела габброидов образуют мегаинклавы среди гранитоидов. В зоне юго-восточного экзоконтакта, а также внутри массива широким распространением пользуются дайки диабазов и лампрофиров, имеющих преимущественно субширотную и северо-восточную ориентировку.

Петрографическая характеристика пород массива прекрасно изложена в монографии А. Н. Заварицкого (1937). Наиболее ранними являются основные породы: габбро, габбронориты, габбро-анортозиты, редко анортозиты. Основные породы, как правило, несут следы метасоматических преобразований (амфиболизация, биотитизация, фельдшпатизация), обусловленных воздействием гранитоидной магмы. Среди гранитоидов преобладают биотит-амфиболовые граниты и кварцевые сиениты (выборгиты и питерлиты), образующие главную интрузивную фазу (Великославинский и др., 1990). Реже встречаются беззовоидные крупнозернистые биотитовые граниты. Еще реже, главным образом в эндоконтактовых зонах массива и в зонах магматических брекчий, отмечаются дайкообразные тела порфировидных щелочных гранитов. Жильные пегматиты и аплиты крайне редки. Fe-Mg-силикаты представлены гастингситом и железистым биотитом, реже — клинопироксеном. В щелочных гранитах появляется

эгирин-авгит и арфветсонит-рибекит. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, ортит, циркон, сфен, флюорит, торит.

Термобарометрические исследования гранитов показали (Belyaev et al., 1996б), что кристаллизация гранитов рапакиви на уровне их внедрения происходила при T = 780 °С и P = 1.5—2.0 кбар, а реликтовые минералы, законсервированные внутри ядерных зон овоидов, свидетельствуют о начале кристаллизации при T = 780—820 °С и P = 5.5—7.5 кбар.

Характерной особенностью массива является широкое развитие гибридных пород, отличающихся значительными вариациями по структурам. По составу они варьируют от монцодиоритов до кварцевых монцонитов и гранодиоритов. Для полей развития гибридных пород крайне характерно наличие мафических микрогранулярных инклавов. Можно выделить два типа магматических мафических инклавов, различающихся составом и внутренней структурой (Заварицкий, 1937; Belyaev et al., 1996б). Инклавы первого типа образуются в результате минглинга кислой и основной магм. Они достаточно типичны для гранитов рапакиви всего мира (Rämö, 1991; Eklund, 1993; Salonsaari, 1995; Andersson, 1997). Инклавы второго типа встречаются существенно реже. Они обычно имеют округлую форму (до 1 м) и встречаются среди гранитов рапакиви в юго-западной части массива. Для них характерно в общем случае зональное строение (Belyaev et al., 1996б). Внутренние части инклавов сложены мелкозернистой породой, варьирующей по составу от монцогаббро до монцодиорита. Внешняя зона отличается наличием таблитчатых, иногда округлых порфирокласт калиевого полевого шпата. В целом для мафических инклавов этого типа характерны процессы метасоматической гранитизации, степень развития которых уменьшается в направлении от их краевых частей к центру. Во внутренних зонах некоторых инклавов иногда сохраняются реликты первичных офитовых структур. Главные минералы этих зон представлены роговой обманкой и соссюритизированным плагиоклазом. В роговой обманке иногда фиксируется реликтовый пироксен — диопсид. В средних зонах наряду с этими минералами появляются интерстиционный кварц и калиевый полевой шпат, а также буро-черный биотит, близкий к биотиту вмещающих гранитов. Порфирокластический калиевый полевой шпат внешних зон имеет зональное строение. Основная масса состоит из биотит-роговообманкового кварцевого сиенита. Метасоматические преобразования были обусловлены флюидом, отделенным от кристаллизующейся магмы гранитов рапакиви при P-T-условиях, близких к таковым для начала кристаллизации гранитов рапакиви: T = 780—820 °С и P = 5.5—7.5 кбар (Belyaev et al., 1996б). Кристаллизация первичных мафических пород инклавов этого типа, по-видимому, осуществлялась в еще более глубинных условиях, так как в реликтах пироксена из ядерных зон содержание омфацитовой молекулы достигает 13%.

Щелочные породы представлены щелочными и нефелиновыми сиенитами. Они образуют серию сближенных даек мощностью до 500 м и протяженностью не более 2.5 км в центральной части массива (Левин, 1974). Как те, так и другие секут рапакиви, в то же время обе разновидности щелочных пород связаны постепенными переходами. По минеральному составу они очень близки и различаются главным образом наличием или отсутствием нефелина, содержание которого обычно не превышает 20%. Главным минералом этих пород является ортоклаз-микропертит, иногда переходящий в антипертит. Среди темноцветных минералов доминирует феррогастингсит, реже появляется эгирин-салит. Особенностью нефелиновых сиенитов массива является бедность акцессорными минералами, отмечаются только апатит, сфен и циркон. В щелочных сиенитах наряду с ними появляются также магнетит, ортит, флюорит, пирит.

Химический состав представительных образцов пород Бердяушского массива, Тараташского

Компоненты	Бердяушский								
	B1111	B1305	B1306	B1307	B1308	B1104	B1159	B1152	
	B-R					G-R			
SiO_2	45.59	46.30	47.13	47.49	47.57	70.23	72.55	72.61	
TiO_2	1.92	2.20	2.09	1.41	1.23	0.46	0.24	0.25	
Al_2O_3	12.62	7.86	10.26	15.68	20.05	13.68	12.45	13.05	
Fe_2O_3	15.17	14.25	14.36	11.59	8.75	3.29	3.28	0.86	
FeO								1.89	
MnO	0.20	0.23	0.23	0.23	0.12	0.04	0.04	0.04	
MgO	8.59	11.69	8.45	6.34	2.30	2.41	1.25	0.25	
CaO	11.48	12.65	11.40	11.85	10.15	1.09	1.85	0.91	
Na_2O	2.47	1.95	2.75	3.13	3.88	3.62	2.63	2.80	
K_2O	0.65	0.95	0.93	0.61	0.57	4.85	5.07	5.55	
P_2O_5	0.21	0.08	0.15	0.06	0.14	0.08	0.05	0.05	
П.п.п.	2.00	2.03	1.98	2.71	4.09	0.56	0.90	0.48	
Mg#	53.1	62.1	54.1	52.2	34.5				
Rb	34	32	38	23	22	143	202	194	
Sr	302	76	261	315	378	154	62	69	
Y	22	18	21	16	30	56	91	58	
Zr	99	83	105	61	124	371	344	314	
Nb	11	11	15	9	12	37	44	39	
Pb	10	28	20	10	11	29	35	34	
Th	2	1	6	10	2	33	48	41	
Ba	203	136	295	212	133	735	435	521	
Cr	383	1516	517	83	17	4	6	3	
Ni	164	271	203	83	23	13	15	14	
Co	51	66	55	42	27	11	2	4	
V	397	444	399	307	150	31	15	4	

Поздний дайковый комплекс представлен как породами основного состава (диабазовые порфириты, оливиновые диабазы и пикритовые порфириты), так и разнообразными лампрофирами. Характерна тесная пространственная ассоциация базитовых даек и лампрофиров. Состав лампрофиров варьирует от керсантита до спессартита.

Геохимия. Химические составы пород Бердяушского массива, вулканитов машакской свиты и пород Тараташского блока приведены в табл. 14 и 15. В координатах SiO_2—(K_2O+Na_2O) породы массива разделяются на три группы: щелочные, субщелочные и породы, имеющие переходный характер. К первой группе относятся щелочные и нефелиновые сиениты, ко второй — граниты рапакиви, габброиды и дайки диабазов, к третьей — жильные лампрофиры, гибридные породы, кварцевые сиениты и щелочные граниты.

Мафические породы принадлежат к толеитовой серии. Среди габброидов преобладают низко- и умереннотитанистые (TiO_2 = 0.83—2.84%) и умеренномагнезиальные породы (Mg# = 36—62) с низкими содержаниями P_2O_5 (0.05—0.43%). Характерны широкие вариации в содержаниях совместимых элементов

Таблица 14

ассоциирующих вулканитов машакской свиты и метаморфических пород тектонического блока

массив							
B1153	B1155	B1156	B1115	B1144	B1148	B1106	B1137
	A-G		QSy-R			A-Sy	N-Sy
74.00	69.45	72.18	65.77	63.21	66.93	54.21	60.12
0.17	0.21	0.09	0.72	1.03	0.77	1.22	0.22
12.39	15.64	14.16	14.66	14.54	14.43	16.38	18.75
2.20	1.29	1.02	5.71	7.32	5.83	11.57	5.69
0.03							
0.03	0.03	0.03	0.08	0.10	0.08	0.20	0.14
0.45	0.21	0.25	1.04	1.70	0.79	2.56	0.26
0.68	0.64	0.68	2.40	2.98	2.38	4.43	1.58
3.23	4.79	3.64	4.14	4.36	3.97	5.20	7.00
5.48	7.29	7.74	5.34	4.20	4.37	2.83	5.28
0.03	0.04	0.01	0.13	0.26	0.17	0.73	0.13
0.34	0.60	0.60	0.77	0.64	0.86	1.60	0.60
245	272	302	94	117	125	82	163
29	75	43	198	360	171	862	235
63	59	39	51	62	70	37	17
211	80	32	473	440	528	345	436
32	43	25	27	43	40	45	35
32	38	38	35	19	31	42	32
54	38	37	26	38	45	12	27
315	571	281	1224	801	672	1286	1059
9	10	14	3	1	3	15	1
17	17	16	11	13	14	17	9
1	1	3	15	15	12	24	1
2	1	3	48	90	24	52	18

и более высоких по сравнению с основными породами анортозит-рапакиви-гранитной группы. Распределение некогерентных элементов близко к аналогичным породам последней, отмечены только более низкие содержания LIL-элементов. Спайдерграмма демонстрирует две явные отрицательные аномалии — Ba и Nb. Распределение REE близко к базитам анортозит-рапакиви-гранитной группы, несколько отличаясь более низкими их концентрациями (рис. 41, *в*, *г*).

Кислые породы массива на диаграмме (Na_2O+K_2O–CaO)—SiO_2 (рис. 42) разделяются: граниты рапакиви ложатся преимущественно в щелочно-известковое и известково-щелочное поля, кварцевые сиениты рапакиви и гибридные породы — в щелочное и щелочно-известковое поля, а щелочные граниты — исключительно в щелочное поле. Гранитоиды отличаются высокой железистостью (f = 0.80—0.97), агпаитностью (NK/A = 0.75—1.10) и преобладанием калия среди щелочей. По глиноземистости граниты делятся примерно поровну на пер- и метглиноземистые (A/CNK = 0.75—1.20), а среди гранитоидов повышенной основности преобладают последние. Геохимически граниты и кварцевые сиениты

Компоненты	Бердяушский массив						
	B1120	B1121	B1139	B1150	B1151	B1141	B1145
	N-Sy			L		ME	
SiO_2	61.61	62.59	61.65	46.05	43.53	46.58	50.73
TiO_2	0.15	0.13	0.21	1.87	1.73	2.28	2.74
Al_2O_3	18.34	19.04	18.23	15.11	15.00	14.22	13.91
Fe_2O_3	4.12	3.37	4.74	15.24	16.46	16.01	13.24
FeO							
MnO	0.12	0.09	0.12	0.19	0.22	0.17	0.20
MgO	0.15	0.39	0.30	5.35	6.69	5.68	4.44
CaO	1.27	1.82	1.43	7.10	9.04	8.54	7.86
Na_2O	5.71	8.27	6.91	4.22	2.17	3.45	3.84
K_2O	5.98	4.48	5.20	1.61	1.28	1.77	1.98
P_2O_5	0.07	0.08	0.12	0.46	0.23	0.37	1.35
П.п.п.	1.12	0.95	0.94	3.12	4.73	1.80	0.38
Mg#							
F							
Rb	233	210	142	55	74	73	53
Sr	109	255	284	579	305	395	423
Y	11	16	20	30	48	25	42
Zr	379	313	440	206	100	118	220
Hf							
Nb	32	20	33	20	7	17	25
Ta							
Pb	33	19	28	12	22	19	21
Th	30	31	32	11	4	5	10
U							
Ba	1617	639	925	1276	276	446	553
Cr	6	5	1	5	15	22	6
Ni	12	11	12	33	93	60	5
Co	1	2	6	35	63	49	40
V	10	16	2	284	344	356	223

Примечание. Здесь и в табл. 15 анализы пород Бердяушского массива — данные А. М. Беляева и

рапакиви Бердяушского массива близки к типичным рапакиви Выборгского батолита, слегка отличаясь некоторой деплетированностью Rb, Ba, Sr, Eu, Ti, Yb. На спайдерграмме (рис. 41, *б*) видно, что и для них характерны отрицательные аномалии Ba, Nb, Sr, P и Ti. Щелочные граниты геохимически близки к гранитам рапакиви, но несколько обогащены Rb, K, Th и обеднены Ba, Sr, REE, P и HFS-элементами. Спектры REE в гранитах и кварцевых сиенитах рапакиви массива очень близки к рапакиви Балтийского щита (рис. 41, *а*). В более фракционированных щелочных гранитах резко снижаются содержания LREE по отношению к HREE ($[La/Yb]_N$ = 5.9—7.7) и увеличивается отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu*= 0.22—0.20).

Мафические инклавы второго типа по химическому составу занимают промежуточное положение между гранитоидами и габброидами. По содержаниям

Таблица 14 (продолжение)

	Тараташский блок		Машакская свита						
	9607-2	9607-1	758-4	758-15	758-20	758-21	758-27	758-29	758-30
	Grt	Cht	B						
	49.18	64.83	49.03	47.25	44.94	44.57	46.82	49.9	49.18
	1.02	0.2	1.46	1.69	1.68	1.71	1.28	1.50	1.66
	14.72	20.09	11.79	12.19	13.86	13.04	13.22	11.12	12.36
	13.93	1.43	7.06	6.89	7.04	5.83	6.18	6.98	5.60
			8.55	9.60	9.21	8.90	9.56	7.58	8.52
	0.18	<0.04	0.23	0.25	0.25	0.40	0.22	0.21	0.18
	6.58	0.20	7.54	8.22	10.14	8.84	9.46	8.00	7.34
	10.34	3.59	7.61	7.00	5.24	6.84	5.95	9.02	8.51
	3.27	4.42	2.79	2.74	2.26	3.90	2.46	1.86	3.24
	0.69	5.32	0.02	0.02	0.02	0.04	0.13	0.23	0.06
	0.15	0.14	0.41	0.35	0.35	0.34	0.23	0.26	0.22
	1.21	0.14	3.36	3.75	4.84	5.36	4.36	3.42	3.28
	48.6		47.7	48.4	54	52.3	53	53	51
			0.056	0.059	0.052	0.049	0.047	0.043	0.038
	6	111	1	1	2	3	4	8	3
	106	657	241	211	144	106	142	185	217
	24	4	35	38	34	37	33	34	35
	54	124	144	149	162	150	123	135	129
				5.13					
	7	29	13	13	15	12	11	11	13
				0.89					
	7	29	15	14	12	9	18	9	14
	5	8	8	3	5	3	4	6	5
			20	0.38					
	208	7364	55	45	69	40	98	80	49
	123	2	39	56	213	190	188	153	159
	61	14	48	37	86	81	89	72	66
	50	5	389	50	58	56	57	50	42
	341	39		394	450	449	363	334	364

А. Д. Шебанова (СПбГУ).

SiO_2 и FeO* они близки к основным породам массива, отличаясь от последних более низкими содержаниями CaO и MgO и более высокими TiO_2, P_2O_5 и щелочей. От основных пород массива их отличают и более низкие значения Mg# (40—41 %).

Нефелиновые и щелочные сиениты различаются как по содержаниям щелочей, так и по их соотношениям. Для первых характерны более высокие содержания суммы щелочей (9.3—14.8%) и отношение Na_2O/K_2O всегда больше единицы, для вторых — $Na_2O + K_2O = 8.3—11.8\%$ и $Na_2O/K_2O = 0.5—2.0$. Индекс агпаитности в нефелиновых сиенитах варьирует от 0.66 до 1.06. Количество нормативного нефелина в этих породах также невелико (0.1—16.8%) при полном отсутствии нормативного акмита. Таким образом, щелочные породы Бердяушского массива относятся к миаскитовому типу. Железистость этих пород сильно варьирует от

Таблица 15

Содержания REE в породах Бердяушского массива и машакской свиты, ppm

Компоненты	Бердяушский массив															Машакская свита
	B1111	B1306	B1307	B1308	B1115	B1144	B1148	B1104	B1159	B1155	B1156	B1106	B1120	B1139	B1150	758-15
	B-R				QSy-R			G-R		A-G		A-Sy	N-Sy		L	B
	INA															
La	15.10	25.10	8.70	17.50	98.00	130.0	99.00	52.00	139.0	49.00	40.80	78.00	68.00	71.00	68.00	22.50
Ce	30.70	48.80	20.00	34.00	213.0	250.0	290.0	180.0	262.0	110.0	106.0	150.0	110.0	150.0	120.0	50.00
Nd	16.50	23.70	11.50		94.20			69.90	121.9	66.80	51.00		33.30	39.60	56.60	29.20
Sm	4.20	5.77	3.20	5.40	16.80	17.00	20.00	14.40	21.80	14.80	9.10	11.00	4.60	5.60	9.60	6.70
Eu	1.59	1.48	1.30	2.10	2.26	1.90	1.30	1.40	1.05	0.90	0.56	2.30	0.50	1.00	2.30	2.01
Gd											8.00					7.00
Tb	0.71	0.94	0.54	1.00	1.77	2.20	2.30	1.80	1.25	1.80	1.28	1.20	0.50	0.50	1.00	1.11
Dy											7.60					6.30
Ho											1.30					1.10
Tm											0.54					0.53
Yb	1.96	1.47	1.20	1.70	4.31	5.50	6.60	5.30	6.00	5.60	3.58	3.80	1.50	2.40	2.90	3.53
Lu																0.48
$[La/Yb]_N$	5.21	11.54	9.85	6.96	15.36	15.97	10.14	6.63	15.65	5.91	7.70	13.87	30.63	19.99	15.84	4.31
$[La/Sm]_N$	2.30	4.21	2.86	3.41	4.18	3.32	3.25	2.92	3.90	2.84	2.73	3.11	3.29	2.50	3.55	2.11
$[Gd/Yb]_N$	1.64	3.20	2.27	2.99	2.30	2.21	1.95	1.87	1.32	1.77	1.81	1.83	1.82	1.24	1.92	1.61
Eu/Eu*	1.28	0.81	1.21	1.10	0.48	0.36	0.22	0.32	0.22	0.22	0.20	0.72	0.39	0.68	0.83	0.90

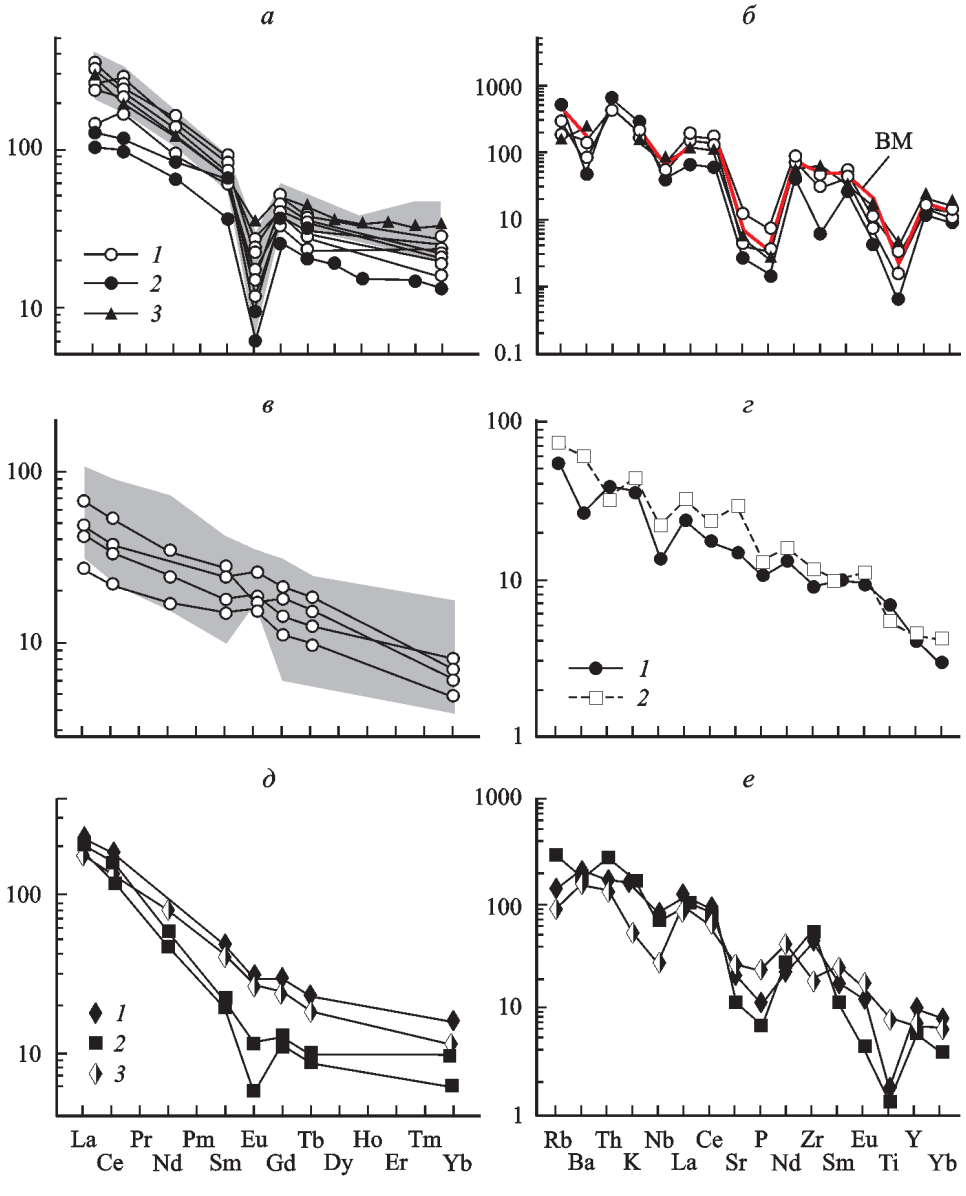


Рис. 41. Графики распределения REE и спайдерграммы пород Бердяушского массива и машакской свиты.

а, *б* — кислые породы: *1* — овоидные граниты и кварцевые сиениты рапакиви, *2* — щелочные граниты, *3* — риолит машакской свиты. Серое поле на диаграмме — составы гранитов рапакиви Балтийского щита; BM — средний состав выборгита Выборгского массива; *в*, *г* — мафические породы: *в* — габбро и габброанортозиты. Серое поле на диаграмме — составы габбро-анортозитового комплекса Выборгского массива; *г*: *1* — габбро Бердяушского массива, *2* — средний состав габбро-анортозитового комплекса Выборгского массива; *д*, *е* — щелочные породы: *1* — щелочной сиенит, *2* — нефелиновый сиениты, *3* — лампрофир.

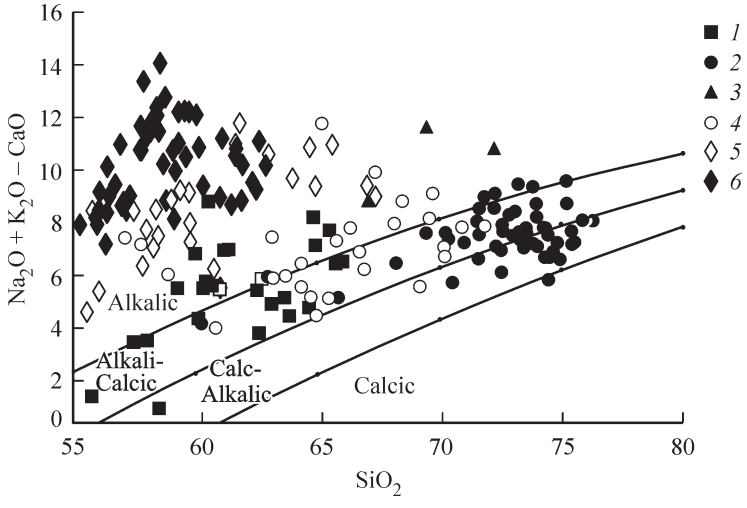


Рис. 42. Диаграммы (Na_2O+K_2O—CaO)—SiO_2 (Frost et al., 2001) для салических пород Бердяушского массива.

1 — гибридные породы; *2* — граниты рапакиви; *3* — щелочные граниты; *4* — кварцевые сиениты рапакиви; *5* — щелочные сиениты; *6* — нефелиновые сиениты.

0.72 до 1.00, однако высокожелезистые породы преобладают(> 0.9) . По сравнению с агпаитовыми щелочными породами нефелиновые и щелочные сиениты Бердяушского массива обеднены некогерентными элементами. Спайдерграмма (рис. 41, *е*) демонстрирует некоторую обогащенность пород LIL-элементами по сравнению с HFSE: более выраженную в нефелиновых сиенитах, резко выраженные отрицательные Sr, P и Ti аномалии и умеренную Nb негативную аномалию (La/Nb = 1.6—2.1). Для REE спектров (рис. 41, *д*) характерна существенно бóльшая степень фракционированности по сравнению с гранитами, причем степень фракционированности возрастает от щелочных сиенитов ($[La/Yb]_N$ = 13.7) к нефелиновым ($[La/Yb]_N$ = 20.0—30.6) при близких содержаниях LREE ($[La]_N$ = = 185—212). Негативная Eu аномалия увеличивается от 0.72 в щелочных сиенитах до 0.39—0.68 в нефелиновых сиенитах. Лампрофиры, ассоциирующие с щелочными породами, отличаются низкими содержаниями кремнезема (43.53—46.03%) при умеренных значениях Mg# (41—45). Геохимически они близки к нефелиновым сиенитам, отличаясь лишь более низкими содержаниями LIL-элементов. Спайдерграмма этих пород довольно близка к щелочным базальтам, однако от последних ее отличает резко выраженная негативная Nb аномалия (рис. 41, *е*). По распределению REE-лампрофиры также очень близки к щелочным породам (рис. 41, *д*).

На дискриминационных диаграммах (рис. 43, 44) граниты Бердяушского массива ложатся в поле внутриплитных гранитов и гранитов А-типа. Диаграмма Ba—Rb—Sr демонстрирует увеличение степени фракционированности пород в ряду кварцевый сиенит → гранит → щелочной гранит. Однако высокофракционированные граниты плюмазитовой серии типа топазсодержащих Li-F гранитов, типичных для анортозит-рапакивигранитных плутонов, в Бердяушском массиве отсутствуют.

Вулканические породы машакской свиты претерпели метаморфо-метасоматические преобразования, в ходе которых имел место вынос ряда LIL-элементов

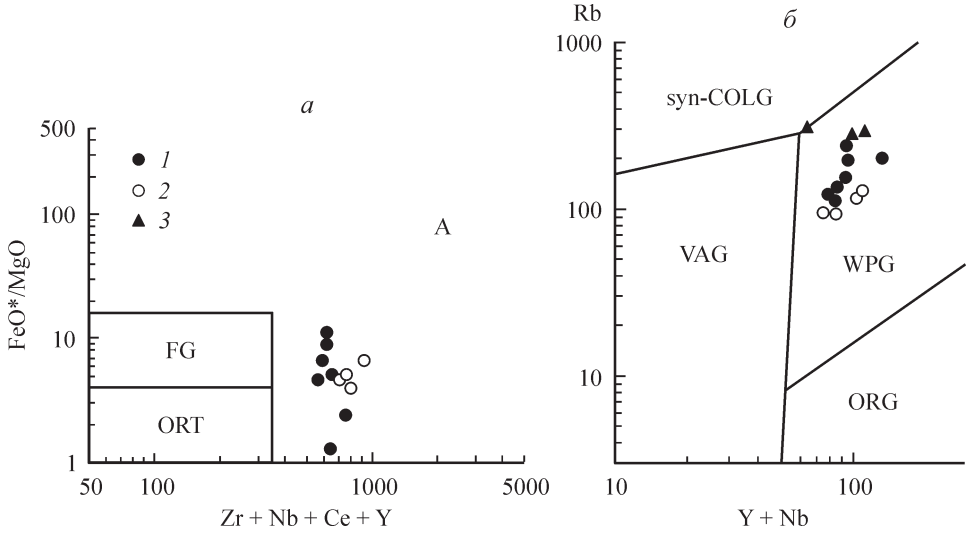


Рис. 43. Дискриминационные тектономагматические диаграммы.

а — FeO*/MgO—(Zr + Nb + Ce + Y) (по: Whalen et al., 1987); *б* — Rb—(Y + Nb) (по: Pearce et al., 1984) для пород Бердяушского массива. *1* — граниты рапакиви; *2* — кварцевые сиениты рапакиви; *3* — щелочные граниты. Поля гранитоидов см. рис. 18.

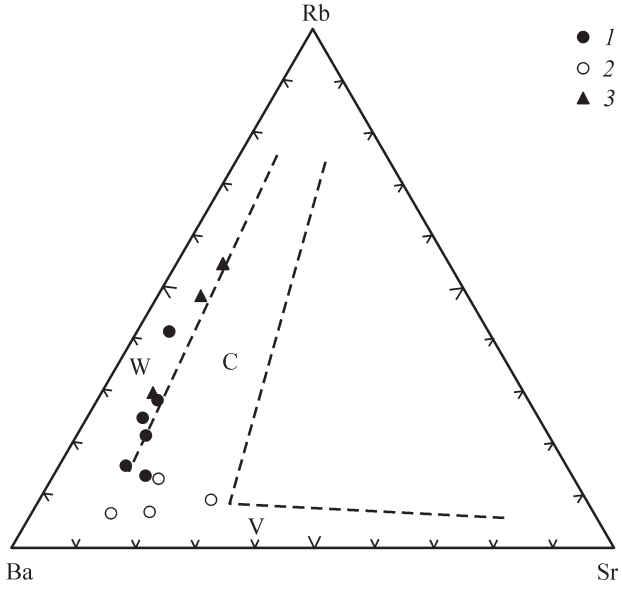


Рис. 44. Диаграммы Ba—Rb—Sr (по: Liverton, Botelho, 2001) для пород Бердяушского массива.

1 — граниты рапакиви; *2* — кварцевые сиениты рапакиви; *3* — щелочные граниты. Поля гранитоидов см. рис. 17.

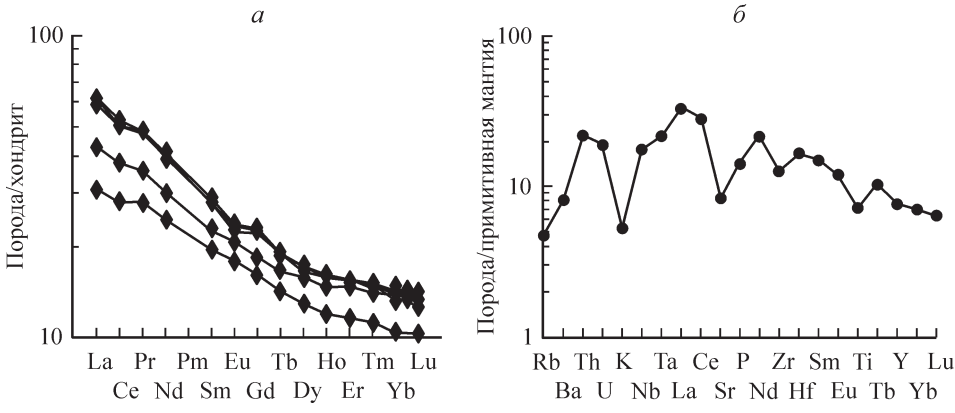


Рис. 45. Графики распределения REE (*а*) и спайдерграмма (*б*) для базальтов машакской свиты. С использованием аналитических данных (Карстен и др., 1997).

(Карстен и др., 1997). Базальты машакской свиты относятся к умеренножелезистым (Mg# = 47.4—53.0) и низкотитанистым (TiO_2 = 1.28—1.69%) толеитам. В отличие от толеитов, входящих в анортозит-рапакивигранитную ассоциацию западной части Восточно-Европейской платформы, они характеризуются существенно более низкими содержаниями некогерентных элементов и F (табл. 14) при несколько повышенных концентрациях когерентных элементов (Карстен и др., 1997). Спайдерграмма (рис. 45, *б*) демонстрирует значительную отрицательную аномалию Sr и слабовыраженные отрицательные аномалии Ti, Zr и Nb-Ta. По сравнению с базитами субйотния и йотния Балтийского щита для них характерны более низкие значения La/Nb-отношения (0.94—1.28), близкие к N-MORB, что, скорее всего, свидетельствует о сравнительно малой доле литосферного материала в генезисе этих базальтов. Содержания REE и степень их фракционированности (рис. 45, *а*; табл. 15) также существенно меньше, чем в базитах субйотния и йотния Балтийского щита (La = 11.3—22.6 ppm, Yb = = 2.58—3.55 ppm, $[La/Yb]_N$ = 2.96—4.91). По содержаниям REE они близки к габброидам Бердяушского массива, отличаются еще меньшей степенью фракционированности. На геохимических дискриминационных диаграммах базальты машакской свиты ложатся в поле внутриплитных базальтов, близко к границе с полем E-MORB (рис. 19, 20). Среди этих базальтов можно выделить как типично «континентальные» и «переходные», так и «океанические», близкие к красноморским (Карстен и др., 1997). Риолиты подверглись вторичным изменениям в меньшей степени. По своим геохимическим свойствам они чрезвычайно близки к гранитам рапакиви Бердяушского массива, слегка отличаются лишь несколько меньшей степенью дифференцированности (рис. 41, *а*, *б*).

* * *

Таким образом, граниты рапакиви данного типа практически идентичны классическим рапакиви Балтийского щита, слегка отличаются меньшей обогащенностью рядом некогерентных элементов и отсутствием высокодифференцированных гранитов Li-F-типа. Щелочные граниты, резко подчиненные гранитам рапакиви по распространенности, принадлежат к K-серии (K/Na ≥

1), и индекс агпаитности в этих породах редко превышает единицу. Геохимически они очень близки к гранитам рапакиви, но отличаются более высоким уровнем дифференцированности. Основные породы, как базальтоиды, так и габброиды, отличаются от аналогичных пород первых двух ассоциаций большей деплетированностью на некогерентные элементы и меньшей дифференцированностью. Вероятнее всего, исходные магмы этих пород формировались при больших степенях плавления мантийного источника. Базальты варьируют по составу от типично континентальных до океанических — красноморского типа. Нефелиновые и щелочные сиениты принадлежат к миаскитовому типу. В отличие от щелочных пород агпаитового типа они обеднены некогерентными элементами.

1.4. Рапакивигранит-шошонитовая ассоциация

Данная магматическая ассоциация развита ограничено. В настоящее время выделяется всего несколько регионов, где она представлена. Это прежде всего неопротерозойские магматические пояса Плурисериал-Рибейра (Южная Америка) и Вади-Ховар Восточно-Африканского орогена, а также палеопротерозойский Южно-Сибирский магматический пояс. По-видимому, к этому типу можно отнести и палеопротерозойский вулканоплутонический комплекс Дала на Балтийском щите. К магматической ассоциации этого типа относится и Южно-Тянь-Шаньский магматический пояс герцинского возраста. Типичным для РГШ-ассоциации является совмещение гранитов рапакиви с высококалиевыми и ультракалиевыми магматическими комплексами. Кроме того, в нее могут входить гранитоиды А-типа, но без маргинационных структур, а также калиевые граниты S-типа (Ларин и др., 2006б). Анортозиты для этой ассоциации не типичны, однако следует отметить, что крайне редко они все же отмечаются. Например, неопротерозойские анортозиты Восточно-Африканского орогена (Küster, Harms, 1998). Из основных пород более характерны мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузиии. Для этой ассоциации весьма типично образование узких и протяженных (иногда на тысячи километров) поясов.

Южно-Сибирский магматический пояс

Геологическое положение и возраст. Южно-Сибирский пояс протягивается по юго-западному обрамлению Сибирского кратона более чем на 2500 км, от Ангаро-Канской глыбы Енисейского кряжа до Олёкминского террейна Алдано-Станового щита (рис. 46, *а*). Формирование этого пояса происходило в достаточно сжатом возрастном интервале — 1.88—1.84 млн лет (Ларин и др., 2003а, 2006б).

Геологическое строение и петрография. Граниты рапакиви приморского комплекса в этом поясе ассоциируют с широким кругом магматических пород — от ультракалиевых до основных, при преобладающем развитии калиевых гранитоидов. В составе этого пояса можно выделить по крайней мере пять различных групп пород: 1) граниты А-типа, в том числе граниты рапакиви и интрузивные чарнокиты; 2) вулканоплутонический комплекс шошонит-латитовой серии; 3) калиевые граниты S-типа; 4) лампроиты; 5) мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузии.

В первую группу входят граниты рапакиви приморского комплекса, рапакивиподобные граниты кодарского комплекса, чарнокиты татарниковского и шумихинского комплексов. Общим для всех них являются: 1) полифазность слагающих их плутонов; 2) дискордантный характер и резкие эруптивные взаимоотношения гранитов с вмещающими породами, сопровождающиеся обра-

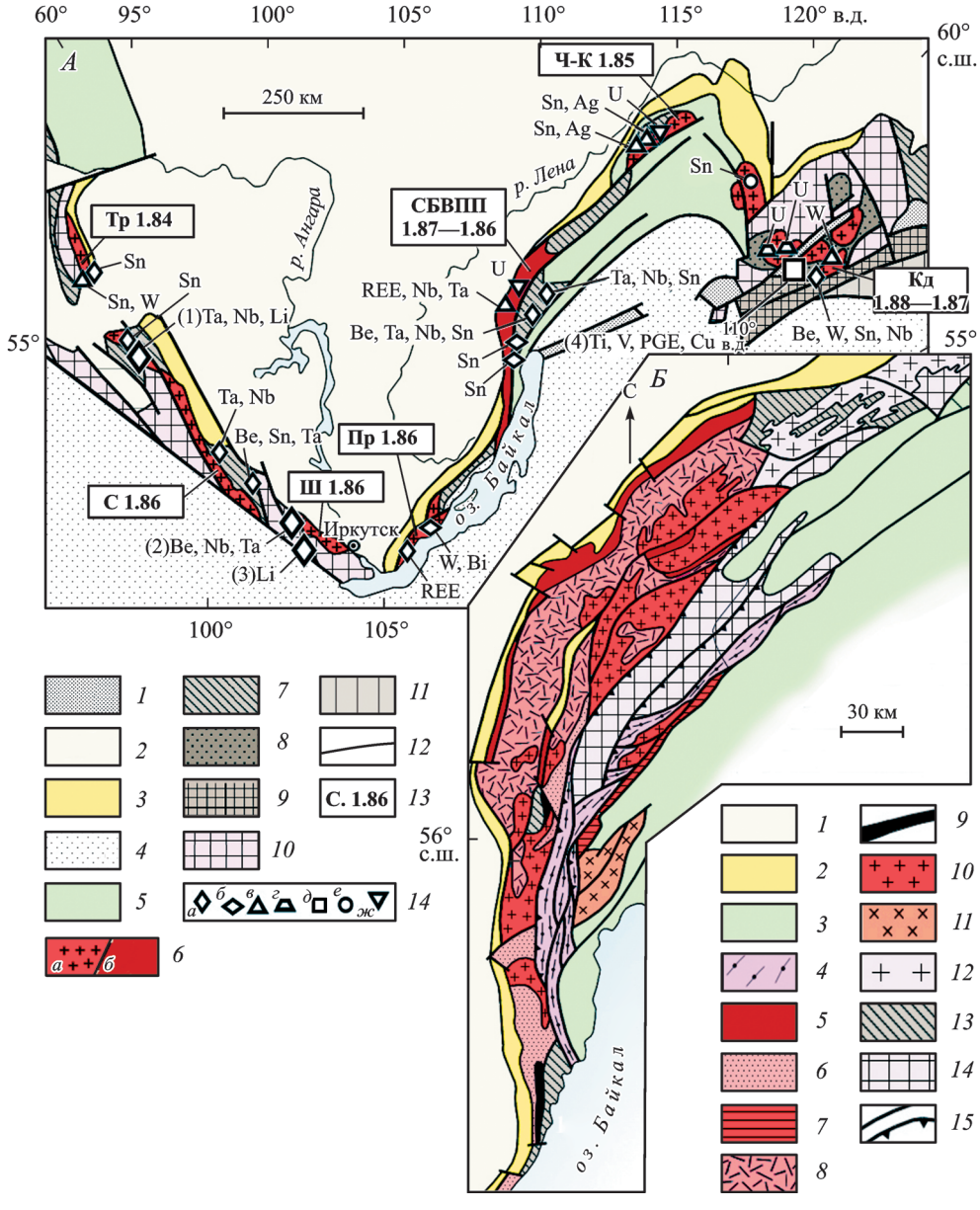


Рис. 46. Геологическое положение Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса с ассоциирующими рудными месторождениями (*а*) и Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (*б*) в складчатом обрамлении Сибирской платформы.

А: *1* — мезозойские и кайнозойские рифты и наложенные впадины; *2* — осадочный чехол Сибирской платформы; *3* — рифейские перикратонные прогибы; *4* — Центральноазиатский складчатый пояс; *5* — рифейские складчато-надвиговые пояса на раннедокембрийском основании; *6—9* — палеопротерозойские тектонические структуры: *6* — Южно-Сибирский магматический пояс (*а* — гранитоиды, *б* — вулканиты), *7* — фрагменты складчатых поясов, *8* — эпикратонные бассейны; *9* — сутурная зона (Пристановой пояс высокобарических гранулитов); *10* — архейские краевые выступы Сибирской платформы; *11* — раннедокембрийский Становой складчатый пояс;

зованием высокотемпературных контактовых роговиков; 3) гипабиссальные и мезоабиссальные условия становления; 4) редкая встречаемость когенетичных основных пород; 5) присутствие микрогранулярных мафических включений; 6) вариации состава пород массивов от диоритов до гранитов с преобладающим распространением гранитов, кварцевых сиенитов и реже гранодиоритов; 7) широкая распростра-ненность порфировидных структур, особенно среди пород основной фазы.

Граниты рапакиви приморского комплекса приурочены к центральной части Южно-Сибирского магматического пояса и в виде цепочки массивов обнажаются в узкой (до 20 км) и протяженной полосе (300 км) по западному берегу оз. Байкал. Они прорывают на северо-востоке сланцы нижнепротерозойской иликанской свиты сарминской серии, а на юго-западе — раннедокембрийские породы шарыжалгайского метаморфического комплекса и перекрываются осадочными отложениями байкальской серии верхнего рифея. Возраст гранитов составляет 1859 ± 16 млн лет (Донская и др., 2003). Все массивы приурочены к зоне Приморского глубинного разлома, благодаря чему породы комплекса на значительной площади сильно тектонизированы. В составе комплекса выделяются две интрузивные фазы: 1) грубозернистые порфировидные биотит-амфиболовые и биотитовые граниты; 2) средне- и мелкозернистые преимущественно лейкократовые граниты. Граниты первой фазы доминируют. Для них характерны маргинационные структуры. На северо-восточном продолжении массивов приморского комплекса прослеживается цепочка небольших тел интрузивных чарнокитов татарниковского комплекса — 1853 ± 5 млн лет (Ларин и др., 2009а) — вдоль зоны глубинных разломов на расстояние около 120 км. Они контролируются Даванской тектонической зоной и прорывают вулканиты акитканской серии (1.87—1.85 млрд лет) и бластомилониты Даванской зоны (Срывцев и др., 1980). В Шарыжалгайском блоке присутствуют посткинематические гранитоиды шумихинского комплекса с возрастом 1861 ± 1 млн лет (Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2002). Массивы имеют трехфазное строение: 1) крупнозернистые, иногда порфировидные гиперстенсодержащие биотит-амфиболовые гранодиориты и кварцевые сиениты; 2) среднезернистые биотит-амфиболовые и биотитовые лейкограниты; 3) кварцевые сиенит-порфиры и гранит-порфиры, а также аплиты и пегматиты. На восточном окончании Южно-Сибирского пояса

---

12 — главные разломы; *13* — значения возраста геологических комплексов Южно-Сибирского магматического пояса; *14* — месторождения (более крупными знаками выделены крупные и уникальные объекты): *а* — пегматиты, *б* — кварц-полевошпатовые и полевошпатовые жильные метасоматиты, *в* — кварцевые жилы и грейзены, *г* — скарны, *д* — магматические стратиформные, *е* — коры выветривания, *ж* — тип «несогласий». Крупные и крупнейшие месторождения: *1* — Вишняковское, *2* — Гольцовое, *3* — Урикское (*1—3* — редкометалльные пегматиты), *4* — Вершино-Ингамакитское и Верхнечинейское (Fe-Ti-V), Чинейское (Cu-PGE). В прямоугольниках на схеме дана аббревиатура названий гранитоидных комплексов и их возраст (в млрд лет): Тр — таракский, С — саянский, Ш — шумихинский, Пр — приморский, Ч-К — чуйско-кодарский, Кд — кодарский; СБВПП — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс. *Б*: *1* — осадочный чехол Сибирской платформы; *2* — перикратонный прогиб (R); *3* — Бодайбино-Патомский складчато-надвиговый пояс (эндиалическая зона байкалид); *4* — бластомилониты Даванской и Абчадской тектонических зон; *5—10* — геологические образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (PR_1): *5* — чайская, *6* — хибеленская, *7* — иловирьская, *8* — домугдинская, *9* — малокосинская свиты, *10* — гранитоиды ирельского и абчадского комплексов; *11* — гнейсограниты Маректинского выступа (PR_1); *12* — гранитоиды чуйского комплекса (PR_1); *13* — супракрустальные образования (PR_1); *14* — глубокометаморфизованные породы раннедокембрийского основания; *15* — разломы и надвиги.

в пределах Чара-Олёкминского блока Алдано-Станового щита развиты граниты кодарского комплекса (1877—1873 млн лет; Ларин и др., 2000). Наиболее крупные массивы: Кодарский (2400 км^2), Кеменский (860 км^2) и Каларский (752 км^2). Они прорывают нижнепротерозойские метаосадочные породы удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба и синметаморфические палеопротерозойские граниты куандинского и ничатского комплексов. В составе плутонов выделяются две интрузивные фазы: 1) грубозернистые порфировидные биотит-амфиболовые и биотитовые граниты; 2) мелкозернистые порфировидные биотитовые лейкократовые граниты, образующие небольшие штокообразные и плитообразные тела. В. Т. Свириденко (1975) относил эти граниты к формации гранитов рапакиви, а В. А. Федоровский (1985) — к анортозит-рапакивигранитной формации.

Для минерального состава всех этих гранитов характерно преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Fe-Mg силикаты гранитов в основном представлены биотитом и роговой обманкой. В чарнокитах, кроме того, присутствуют гиперстен и в меньшей мере клинопироксен. Иногда гиперстен появляется и в гранитах рапакиви приморского комплекса. Из акцессорных минералов наиболее обычными являются циркон, флюорит, ильменит, магнетит, апатит, в меньшей мере — монацит, ортит, ксенотим и торит. Все Fe-Mg силикаты характеризуются повышеной или высокой железистостью. Максимальной железистостью отличаются граниты рапакиви, биотит в них по составу близок к высокоглиноземистому анниту, роговая обманка — гастингситу (Донская и др., 2003, 2005). На диаграмме Fe/(Fe + Mg)—Al^{IV} (рис. 29) амфиболы гранитов рапакиви приморского комплекса ложатся в поле гранитов, кристаллизация которых происходила в условиях низкой фугитивности кислорода, тогда как амфиболы чарнокитов шумихинского комплекса — преимущественно в поле средней фугитивности кислорода. В условиях повышенной фугитивности кислорода, по данным Н. Г. Срывцева и др. (1980), кристаллизовались чарнокиты татарниковского комплекса. Становление гранитов осуществлялось в услових малых глубин (3.0—3.4 кбар) для шумихинского и татарниковского комплексов и умеренных глубин (4.0—7.0 кбар) — для гранитов рапакиви приморского комплекса из высокотемпературных (800—870 °С), обедненных водой магм (Срывцев и др., 1980; Донская и др., 2005).

Ко второй группе относится Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, являющийся непосредственным северо-восточным продолжением полосы развития гранитов приморского и татарниковского комплексов. В геологическом строении этого пояса принимают участие терригенно-вулканогенные отложения акитканской серии и гранитоиды ирельского комплекса. Пояс протягивается вдоль границы Сибирской платформы и Байкальской складчатой области на расстояние более чем 700 км (рис. 46, *б*). К востоку от него, в Абчадской тектонической зоне, известны кислые метавулканиты иловирьской свиты и гранитоиды абчадского комплекса, рассматриваемые в качестве метаморфизованных в палеозое аналогов магматических пород Северо-Байкальского пояса (Мануйлова, 1974; Неймарк и др., 1990а). Породы акитканской серии с несогласием залегают на нижнепротерозойских супракрустальных породах сарминской серии и чуйской толщи, а также на гранитах рапакиви приморского комплекса (Салоп, 1964).

В разрезе акитканской серии, мощность которой превышает 4000 м, выделяется четыре свиты (снизу вверх: малокосинская, домугдинская, хибеленская и чайская), сложенные главным образом континентальными грубообломочными красноцветными породами и субаэральными вулканитами кислого и среднего состава с незначительным развитием базальтоидов (Бухаров, 1987). Гранитоиды ирельского комплекса, образующие субвулканические и гипабиссальные

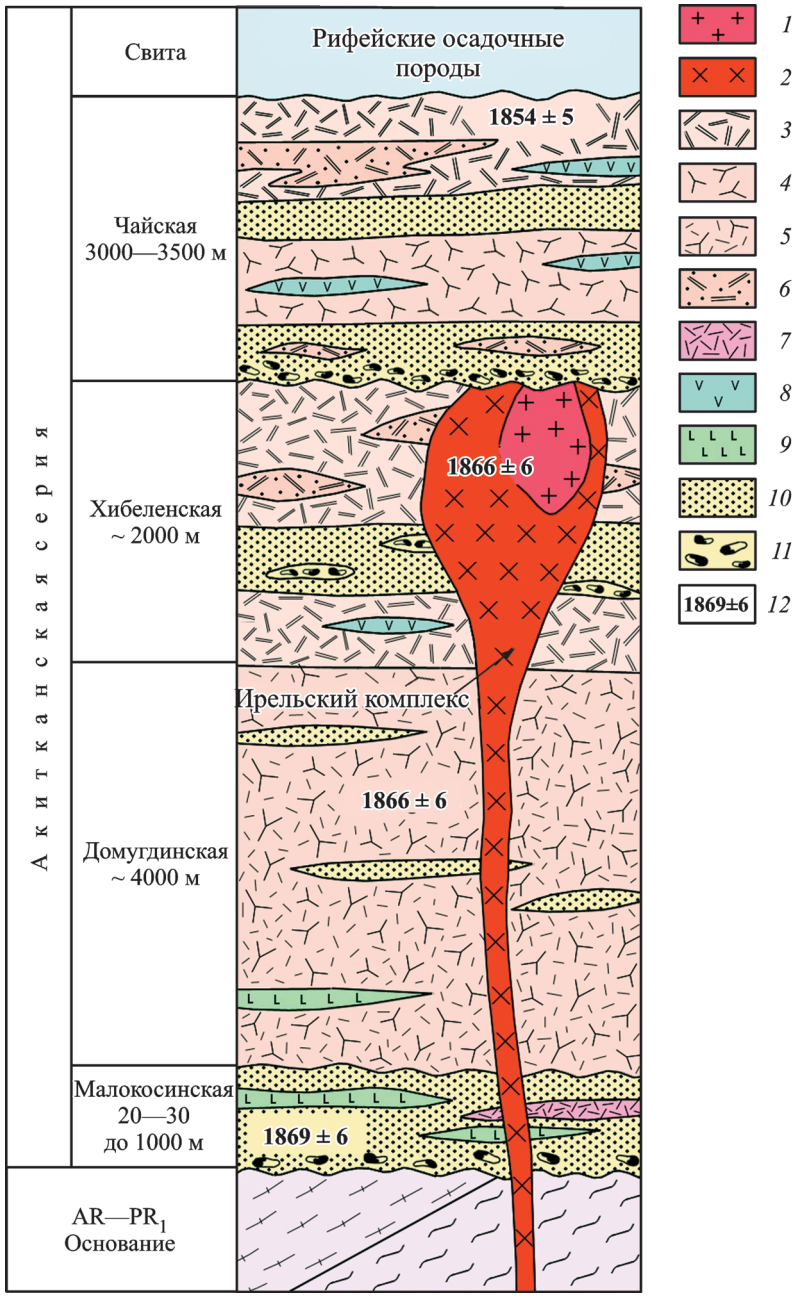


Рис. 47. Последовательность геологических событий в Северо-Байкальском вулканоплутоническом поясе.

1 — лейкократовые граниты; *2* — монцониты, кварцевые монцониты и кварцевые сиениты; *3* — трахириолиты; *4* — латиты, кварцевые латиты, трахиты и кварцевые трахиты; *5* — латиты, кварцевые латиты, дациты и риодациты; *6* — туфы и туффиты; *7* — риолиты и риодациты; *8* — трахибазальты и шошониты; *9* — базальты и андезитобазальты; *10* — песчаники; *11* — конгломераты и гравелиты; *12* — возраст пород (в млн лет).

полифазные тела, варьируют по составу от монцодиоритов и монцонитов до гранитов. Геологическое строение пояса показано на рис. 46, *б* и 47. U-Pb геохронологические исследования магматических пород Северо-Байкальского пояса показали, что его формирование укладывается в весьма короткий интервал времени — 1878—1854 млн лет (Неймарк и др., 1990а, 1991; Ларин и др., 2003а; Донская и др., 2008).

Fe-Mg силикаты гранитов и кислых вулканитов Северо-Байкальского пояса имеют высокую железистость, промежуточную между железистостью этих минералов гранитов рапакиви приморского комплекса и чарнокитов шумихинского (рис. 29). На диаграмме Fe/(Fe+Mg)—Al^{IV} амфиболы гранитов ирельского комплекса ложатся в поле гранитов, кристаллизация которых происходила в условиях средней фугитивности кислорода. Наличие магматического магнетита и титаномагнетита в вулканитах чайской свиты также свидетельствует о повышенных значениях f_{O_2}. Становление гранитоидов ирельского комплекса осуществлялось в услових малых глубин (1.7—3.0 кбар) из высокотемпературных (861—926 °С) магм (Донская и др., 2005).

Третья группа пород развита в пределах Тонодского поднятия и представляет собой крупные плутоны посткинематических калиевых гранитов S-типа чуйско-кодарского комплекса (рис. 46, *а*). Эти граниты прорывают нижнепротерозойские супракрустальные породы михайловской и албазинской свит и перекрываются нижнерифейскими породами пурпольской свиты. Преобладают крупнозернистые порфировидные биотит-мусковитовые, иногда турмалинсодержащие граниты главной фазы. Резко подчинены мелко- и среднезернистые лейкократовые граниты второй фазы. Мафические породы в ассоциации с гранитами отсутствуют, не характерны также мафические микрогранулярные включения. Возраст Кевактинского массива этого комплекса составляет 1846 ± 8 млн лет (Ларин и др., 2006б). Примерная температура магм, из которых кристаллизовались эти граниты, полученная с использованием метода Ватсона и Харрисона (Watson, Harrison, 1983), была не выше 750 °С. По-видимому, в эту же группу можно включить и граниты саянского комплекса. Последние развиты в западной части Южно-Сибирского пояса и локализованы в Бирюсинской глыбе и Урикско-Ийском грабене. Для трех массивов этого комплекса были получены близкие значения возраста: 1855 ± 5, 1862 ± 3 и 1869 ± 6 млн лет (Левицкий и др., 2002, 2003; Диденко и др., 2003а, 2003б).

Кроме того, существуют более глубинные гранитоиды, вплоть до ультраметаморфических, входящие в состав Южно-Сибирского пояса. В частности, в Ангаро-Канской глыбе расположен крупный Таракский массив, окруженный ореолом инъекционных мигматитов среди гранулитов канской серии. Возраст массива 1837 ± 3 млн лет (Ножкин и др., 2003). Наибольшее сходство эти граниты обнаруживают с близкими по возрасту гранитами саянского комплекса (Брынцев и др., 1984; Ножкин и др., 1991, 2003). К еще более глубинному типу плутонических образований можно отнести некоторые ультраметаморфические гранитоиды Шарыжалгайского выступа, формирование которых происходило в условиях гранулитовой фации (Сальникова и др., 2003). К таковым относятся чарнокит-эндербиты, а также пегматоидные граниты и сиениты, образованные в ходе регрессивной стадии гранулитового метаморфизма. Анализ геохронологических данных (Aftalion et al., 1991; Сальникова и др., 2003; Poller et al., 2005) свидетельствует о дискретном характере проявления метаморфических и ультраметаморфических процессов в Шарыжалгайском и Приморском раннедокембрийских выступах в возрастном интервале около 20 млн лет: 1876—1873, 1865—1862 и 1855—1853 млн лет. Гранулитовый метаморфизм относится к HT/LP-типу (сообщение И. К. Козакова), характерному для условий литосферного растяжения.

Четвертая и пятая группы пород (мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузии и дайки лампроитов) развиты в пределах Чара-Олёкминского блока Алдано-Станового щита, где они ассоциируют с гранитами кодарского комплекса. Расслоенные интрузии чинейского комплекса образуют как небольшие интрузии, так и крупные массивы. Петротипом комплекса является Чинейский массив, имеющий форму лополита и сложенный габбро, габброноритами, габбродиоритами, лейкогаббро, гипербазитами и анортозитами. Возраст чинейского комплекса, определенный U-Pb методом по единичным зернам циркона, составляет 1867 ± ± 5 млн лет (Попов и др., 2009), подтверждает представления о когенетичности гранитов кодарского и базитов чинейского комплексов (Федоровский, 1985; Ларин и др., 2003а, 2003б) и о возможности объединения их в единую магматическую ассоциацию.

Здесь же, в Кодаро-Удоканском районе, выявлены дайки лампроитов (Ханинский рой) также близкого возраста (~1870 млн лет, K-Ar метод по флогопиту; Богатиков и др., 1991).

Геохимия. Три выделенные группы гранитоидов Южно-Сибирского магматического пояса отчетливо разделяются и по геохимическим характеристикам.

Граниты первой группы во многом близки по своим петрохимическим и геохимическим характеристикам. Все они принадлежат к субщелочному типу, а на диаграмме ($Na_2O + K_2O$ — CaO)—SiO_2 (рис. 48) попадают главным образом в поля известково-щелочных и щелочно-известковых пород. Преобладают перглиноземистые (A/CNK = 0.85—1.27), высокожелезистые (f = 0.75—1.0) калиевые граниты, в которых Na_2O/K_2O-отношение в большинстве случаев меньше единицы. Индекс агпаитности редко превышает величину 0.87. Они обогащены большинством несовместимых элементов и F (табл. 16—18). От гранитов рапакиви Балтийского щита их в общем случае отличают более низкие содержания HFSE и REE, содержания LILE близки или даже в некоторых случаях выше (Rb, Th, U), содержания Sr всегда выше. Спайдерграммы показывают Nb-Ta, Sr, P и Ti негативные аномалии (рис. 49). В то же время существуют и некоторые геохимические различия между различными комплексами. Так, для гранитов рапакиви приморского комплекса характерны более высокие содержания Ba, Sr и Zr, а для гранитов кодарского комплекса — Rb, Th и Nb. Гранитоиды шумихинского комплекса отличаются повышенными содержаниями Y и Th. Спектры распределения REE (рис. 49) в этих гранитах в целом близки к гранитам A-типа. Для овоидных и порфировидных гранитов главных фаз характерны явное обогащение LREE ($[La]_N$ = 114—199; $[La/Yb]_N$ = 10.9—19.1) и относительно «пологий склон» в области HREE ($[Gd/Yb]_N$ = 1.7—2.3). Для гранитов кодарского комплекса типична отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* = 0.39), так же как и для чарнокитов шумихинского комплекса (Донская и др., 2005). Для рапакиви приморского комплекса она имеет либо очень слабо выраженный отрицательный, либо даже положительный характер (0.93—1.65) (Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2005). Наличие положительной Eu аномалии в этих гранитах, так же как и их обогащенность Ba, свидетельствует, скорее всего, о кумулусной природе полевого шпата. Для поздних, более дифференцированных гранитов характерны в общем случае обеднение LREE и уменьшение степени фракционированности в области MREE—HREE ($[La/Yb]_N$ = 5.8—10.2; $[Gd/Yb]_N$ = 1.18—1.19), а также увеличение отрицательной Eu аномалии (0.43—0.27).

На дискриминационных диаграммах (Whalen et al., 1987) граниты первой группы ложатся преимущественно в поле гранитов A-типа, а на диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) (рис. 50) занимают поле посторогенных гранитов (Ларин и др., 2000; Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2005). Граниты рапакиви

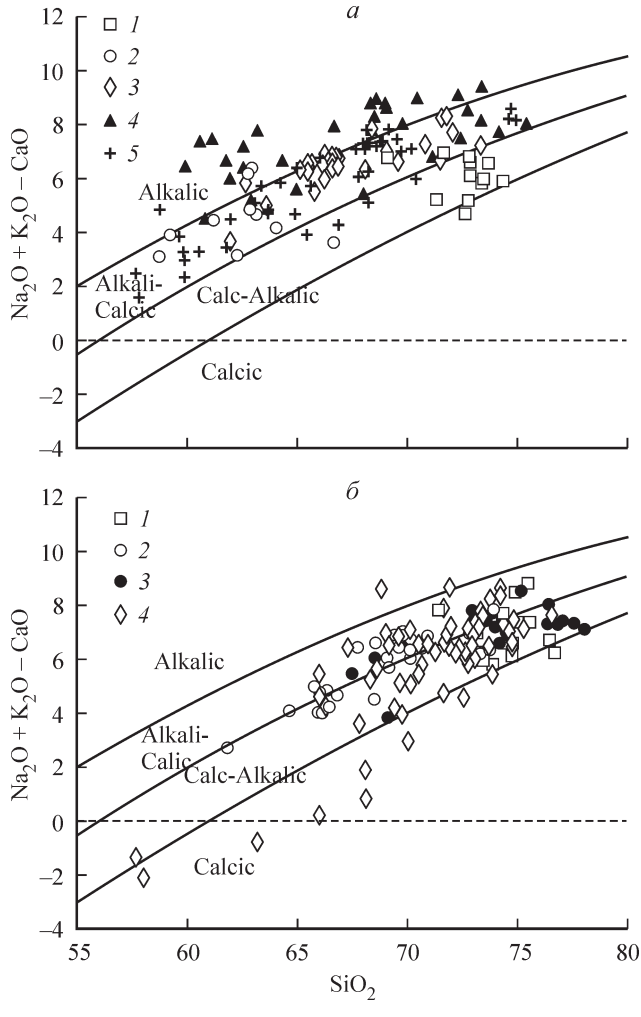


Рис. 48. Диаграммы ($Na_2O+K_2O–CaO$)—SiO_2 (Frost et al., 2001) для пород Южно-Сибирского магматического пояса.

а — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: *1*—*4* — вулканиты акитканской серии: *1* — малокосинская, *2* — домудинская, *3* — хибеленская, *4* — чайская свиты; *5* — гранитоиды ирельского комплекса; *б* — комплексы гранитоидов: *1* — чуйско-кодарский; *2*—*3* — приморский (*2* — I фаза, *3* — II фаза); *4* — кодарский.

приморского комплекса, несмотря на многие черты, сближающие их с типичными гранитами рапакиви анортозит-рапакивигранитного типа Восточно-Европейской платформы, несколько отличаются более низкими содержаниями большинства некогерентных элементов и в первую очередь HFSE и HREE.

Породы Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (включающие вторую группу гранитоидов) на диаграмме K_2O—SiO_2 (рис. 51) демонстрируют бимодальность составов, несколько «смазанную» за счет достаточно большого объема пород среднего состава. Преобладание калия над натрием характерно практически для всех фельзических пород. На диаграмме K_2O—SiO_2 калиевость

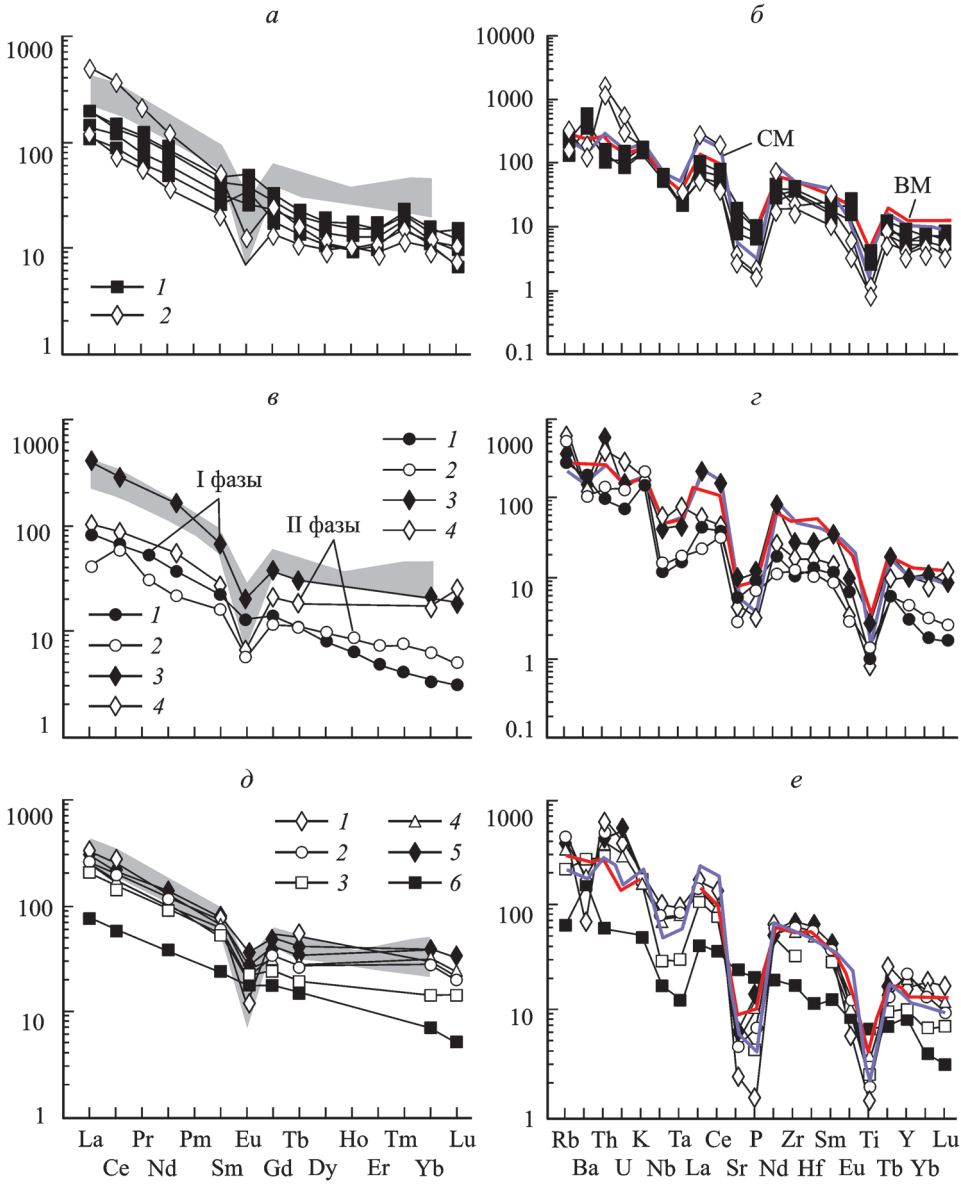


Рис. 49. Графики распределения REE (*а*, *в*, *д*) и спайдерграммы (*б*, *г*, *е*) для пород Южно-Сибирского магматического пояса.

а, *б* — граниты рапакиви приморского комплекса: *1* — I фаза, *2* — II фаза; *в*, *г* — гранитоиды чуйско-кодарского (*1—2*) и кодарского (*3—4*) комплексов; *д*, *е* — породы Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: *1—2* — чайская свита (*1* — трахириолит, *2* — латит); *3* — риолит малокосинской свиты; *4* — трахидацит домугдинской свиты; *5* — трахириолит хибеленской свиты; *6* — базальт малокосинской свиты. Серое поле на диаграммах — состав гранитов рапакиви Балтийского щита; ВМ — средний состав выборгита Выборгского массива, СМ — средний состав питерлита Салминского массива. Для гранитов приморского комплекса использованы аналитические данные из работы В. М. Левицкого и др. (2002).

Химический состав представительных образцов палеопротерозойских

Компоненты	Приморский			Шумихинский		
				Онотский массив		
	5836	1184	1199	Ч-283/3	Ч-283/7	Ч-277/1
	OGr	FBGr	FBGr	B-AGD	B-AGD	GP
SiO_2	68.41	74.24	73.27	66.58	64.79	73.46
TiO_2	0.64	0.22	0.21	1.09	1.25	0.34
Al_2O_3	13.90	12.54	13.35	13.07	13.17	12.89
Fe_2O_3	2.10	0.57	1.28	1.78	2.40	1.09
FeO	2.80	2.20	1.34	4.76	4.94	1.71
MnO	0.07	0.04	0.03	0.10	0.11	0.05
MgO	0.53	0.53	0.31	1.02	1.13	0.42
CaO	2.63	0.48	0.78	2.92	3.39	0.96
Na_2O	2.74	2.92	2.92	2.91	3.04	3.00
K_2O	4.35	5.00	5.00	4.32	4.00	4.98
P_2O_5	0.16	0.04	0.04	0.34	0.41	0.11
H_2O	0.33	0.33	0.35			
П.п.п.	1.24	0.77	1.12	0.56	0.60	0.70
F				0.24	0.17	0.055
Li				10	14	3
Rb	85	113	194	130	110	270
Sr	286	62	68	260	310	140
Y	24	17	19	18	53	52
Zr	400	210	240	370	350	170
Hf						5.90
Nb	39	45	47	16	15	13
Ta	0.89	1.44	2.23			2.20
Pb				41	33	57
Th	8.8	139.3	124.8			
U	2.4	11.67	6.55			
Ba	3318	1215	998	1400	1540	580
Cr				11	8	9
Ni	4	8	3	8.5	7.4	5.1
Co				8.5	7.7	6.3
V	20	<10	<10	63	60	16
Zn				90	120	61

пород увеличивается вверх по разрезу акитканской серии от среднекалиевой до шошонитовой серии. В этом же направлении на диаграмме ($Na_2O + K_2O$ — CaO)—SiO_2 (рис. 48) составы пород пояса изменяются от известково-щелочной до щелочной серии. Они варьируют от метглиноземистых до слабоперглиноземистых (A/CNK = 0.75—1.25), при явном преобладании первых; они также характеризуются высокой железистостью (f = 0.8—1.0) и умеренной агпаитностью (NK/A = 0.66—1.0). От всех остальных гранитоидов Южно-Сибирского пояса они отличаются наибольшей обогащенностью некогерентными элементами (табл. 16, 17; рис. 49, *д*, *е*). При этом обращает на себя внимание существенное различие

Таблица 16

гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы

Саянский			Абчадский		Чуйско-кодарский комплекс			
Барбитанский массив					Кевактинский массив			
A-143/1	A-130	A-135	Ab-3	Ab-4	Л-290	Л-384	Л-383	Л-385
B-AGD	B-AGD	FBGr	B-AG	B-AG	CBGr	FBGr	CBGr	FBGr
63.70	68.68	71.72	72.80	73.50	73.06	73.02	73.34	75.44
0.69	0.41	0.30	0.39	0.36	0.22	0.30	0.31	0.12
16.01	14.98	13.93	12.65	12.82	13.85	13.76	13.28	12.68
2.00	1.04	1.95	1.90	0.83	2.75	3.34	3.10	2.37
3.50	1.88	0.99	1.44	1.15				
0.11	0.05	0.04	0.01	0.03	0.03	<0.02	0.04	0.04
0.79	0.59	0.30	<0.1	0.18	0.22	0.31	1.48	<0.2
2.62	1.79	1.41	0.82	1.07	0.97	0.31	0.34	0.43
3.08	2.15	2.70	3.46	4.04	2.42	2.00	1.82	2.58
6.08	7.06	6.05	5.89	4.97	4.78	5.81	4.42	5.14
0.11	0.09	0.06	<0.05	<0.05	0.20	0.16	0.12	0.14
0.33	0.70	0.27	0.56	0.93	0.99	<0.5	1.24	0.52
	0.023	0.015			0.096	0.19	0.11	0.22
4	6	15			50	120	94	100
130	160	230	278	212	199	315	285	379
545	380	430	19	12	113	62	54	36
28	36	24	182	109	22	27	35	21
721	341	257	634	698	129	136	160	97
					1.03	2.44		
27	17	6	74	74	9	13	19	19
					0.64	0.76		
30	37	72	70	16	24	21	21	26
					16.0	23.0	29.0	20.0
					1.5	3	6	13
2940	1840	1200	380	230	1255	756	748	418
10	2	2	5	8	47		57	50
5	1.5	1.5	3	8	7	11	20	10
6	3.2	2.3	<10	<10	<10	<10	<10	<10
20	16	18	<10	<10	<10	<10	<10	<10
148	95	33			41.6	45.3		

в содержаниях несовместимых элементов риолитов среднекалиевой серии малокоснинской свиты (низы разреза) и вышезалегающих пород высококалиевой и шошонитовой серий, доминирующих в разрезе акитканской серии. Первые по сравнению со вторыми обеднены большинством из них, за исключением Ba и Sr. Спайдерграммы (рис. 49, *е*) демонстрируют для всех фельзических пород (кроме малокосинской свиты) резкие негативные Ba, Sr, P и Ti аномалии, слабопроявленную Nb-Ta негативную аномалию и положительные Rb, Th и U аномалии. Характерны высокие содержания U и Th, особенно в вулканитах чайской свиты: 10—15 и 60—67 ppm соответственно (Булдыгеров, Собаченко, 2005). В риолитах

Компоненты	Кодарский						Кодарский
	Кодарский массив		Каларский массив				
	4184-1	51-1	85	87	118	114-2	
	B-AG	FBGr	CBGr	FBGr	FBGr	FBGr	
SiO_2	64.44	69.08	71.8	73.05	71.75	74.28	
TiO_2	0.95	0.65	0.17	0.24	0.31	0.13	
Al_2O_3	14.92	12.84	14.70	13.88	13.99	14.41	
Fe_2O_3	6.50	0.82	0.59	0.91	1.36	0.61	
FeO		6.32	1.10	1.04	1.77	0.75	
MnO	0.83	0.07	0.016	0.05	0.06	0.05	
MgO	0.95	0.33	0.50	0.37	0.50	<0.2	
CaO	2.42	0.54	0.74	0.82	1.09	0.60	
Na_2O	3.13	2.14	3.90	3.32	3.20	3.26	
K_2O	4.99	4.93	5.50	4.84	4.83	4.64	
P_2O_5	0.27	<0.04	0.075	0.04	<0.04	0.15	
H_2O							
П.п.п.	0.80	1.15	0.78	0.83	<0.5	<0.5	
F		0.15	0.17	0.20	0.13	0.06	
Li							
Rb	125	239	382	307	271	292	
Sr	329	38	101	131	104	54	
Y	34	64	47	37	26	29	
Zr	350	251	184	173	105	87	
Hf			5.20				
Nb	22	20	39	41	26	21	
Ta			4.20				
Pb	25	43	38	32	31	43	
Th	18	28	34	33	19	16	
U		6	6	10	4	7	
Ba	1982	244	889	700	750	260	
Cr	19	21	20				
Ni	22	8	10				
Co	<10	3					
V	<10	<10	13				
Zn							

Примечание. Аналитические данные по приморскому, шумихинскому и саянскому комплексам

малокосинской свиты проявлены все негативные аномалии, что и в вышезалегающих вулканитах, за исключением Ba; кроме того, Nb-Ta аномалия имеет более резко выраженный характер. Наиболее дифференцированным и обогащенным типом вулканических пород Северо-Байкальского пояса являются самые молодые ее члены — трахириолиты чайской свиты. Отличие риолитов малокосинской свиты от остальных фельзических пород Северо-Байкальского пояса подтверждается также и характером распределения REE (табл. 18; рис. 49, *д*). Если для высококалиевых пород средних и верхних частей разреза в целом характерны высокие содержания REE с умеренным обогащением LREE ($[La]_N$ = 243—297;

Таблица 16 (продолжение)

комплекс				Чуйский комплекс		Ничатский комплекс	
Кеменский массив							
U-75	U-76	U-77	U-74	SH-58	3110/29	10263-6	10176-1
B-AG	B-AG	FBGr	FBGr	T	B-AGD	BMGr	BMGr
69.60	68.80	70.00	70.80	70.00	66.00	68.90	71.85
0.59	0.29	0.37	0.44	0.33	0.44	0.29	0.09
13.80	16.30	15.10	14.00	15.40	16.50	15.91	14.73
1.20	0.54	0.85	0.86	3.40	3.80	1.56	2.45
2.80	1.70	2.10	2.40				
0.015	0.017	0.021	0.021	0.043	0.062	<0.01	0.04
1.00	0.56	0.66	0.70	1.40	1.60	1.10	0.28
1.60	1.20	1.60	1.60	2.90	3.20	0.54	0.48
3.40	4.10	4.00	3.40	5.00	4.90	2.76	3.29
5.00	5.70	4.60	4.70	1.10	2.70	7.63	6.18
0.25	0.14	0.14	0.21	0.12	0.25	<0.05	0.06
0.72	0.76	0.80	0.90	0.79	0.68	1.05	0.62
0.19		201	0.21				
		161			2.6	3.7	17.5
204	184	34	202	35	43	156	309
203	253	237	171	474	903	451	92
48	28		42	7	15	8	39
315	235	20	276	175	156	19	114
8.50					2.10	0.17	3.28
30	18	26	25	6	14	10	8
1.80		39			0.22	0.55	0.54
33	30		36	12	9	59	46
46	21	648	33	4	4	6	40
3.3		79			0.6	0.2	4.6
1234	2122	37	1000	598	1745	4802	609
41	21	1	53	38	45	4.7	6.0
29	24	42	35	7	12	4.8	4.3
7	6		13	11	3	1.7	1.6
41	24		39	36	37	<10	<10
					35.7	28.4	26.0

взяты из работ В. И. Левицкого и др. (2002) и Т. В. Донской и др. (2005).

$[La/Yb]_N$ = 7.8—9.1), почти горизонтальный «склон» в области HREE ($[Gd/Yb]_N$ = = 1.0—1.4) и наличие Eu-аномалии (Eu/Eu* = 0.57—0.20), что характерно для А-типа гранитов, то для риолитов низов разреза акитканской серии характерны более низкие содержания REE и бóльшая степень фракционированности ($[La/Yb]_N$ = 14.3; $[Gd/Yb]_N$ = 1.7), что уже сближает эти породы с дифференцированными гранитами S- или I-типов.

На диаграммах (Whalen et al., 1987) фельзические породы второй группы ложатся в поле гранитов А-типа, а на диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) занимают поле внутриплитных гранитов (рис. 50; Неймарк и др., 1998; Ларин

Химический состав представительных Северо-Байкальского

Компоненты	Акитканская							
	Малокосинская свита							
	851	860	864	875	883	886	871	
	R	R	R	B	AB	AB	AB	
SiO_2	69.13	71.38	73.43	51.24	53.78	53.86	53.99	
TiO_2	0.63	0.61	0.61	1.52	1.42	1.44	1.40	
Al_2O_3	13.24	12.53	12.12	17.19	15.53	16.04	15.49	
Fe_2O_3	5.35	3.97	3.11	6.63	6.48	7.66	6.38	
FeO	1.03	1.59	0.96	4.72	3.87	2.40	3.62	
MnO	0.09	0.09	0.10	0.20	0.17	0.17	0.17	
MgO	0.01	0.39	0.08	5.19	4.45	4.31	4.34	
CaO	1.43	1.53	1.37	5.75	6.66	6.80	6.93	
Na_2O	3.18	2.33	2.42	2.37	1.24	2.45	2.34	
K_2O	5.01	4.41	4.87	1.08	1.89	0.89	1.21	
P_2O_5	0.09	0.09	0.10	0.39	0.39	0.39	0.36	
П.п.п.	0.83	1.10	0.86	3.58	4.18	3.69	3.97	
Mg#				46.6	45.2	45.5	45.5	
F		0.085			0.068		0.06	
Rb	156	121	134	34	56	20	41	
Sr	169	174	182	418	371	562	478	
Y	57	48	48	33	31	31	30	
Zr	442	351	384	183	172	173	176	
Hf		23.2			2.9			
Nb	24	21	25	12	8	9	12	
Ta		1.22			0.41			
Pb	26	27	39	27	11	25	20	
Th	28	25	14	3	2	3	3	
U								
Ba	2104	1821	1907	683	2975	875	1475	
Cr								
Ni	4	5	6	30	33	28	32	
Co	2	5	3	34	34	40	35	
V	13	21	23	150	170	150	150	
Zn		54			45			

и др., 2003б). Следует отметить, что риолиты малокосинской свиты на диаграммах Rb—(Y + Nb) и Nb—Y обособлены от основного поля фельзических пород Северо-Байкальского пояса и тяготеют к полю посторогенных гранитов. По своим геохимическим характеристикам риолиты малокосинской свиты близки к гранитам рапакиви приморского комплекса, тогда как высококалиевые кислые вулканиты и граниты ирельского комплекса более близки к гранитам рапакиви анортозит-рапакивигранитного типа Восточно-Европейской платформы — отличаются более высокими содержаниями U и Th.

Таблица 17

образцов вулканических и интрузивных пород вулканоплутонического пояса

серия								
		Домугдинская свита				Хибеленская свита		
887	884	38321	Л-92-2	Л-123-1	Л-104	38329	38337-3	38336-1
AB	A	Lt	Lt	QLt	TRD	TRD	TRD	TRD
55.73	57.18	58.74	59.24	63.21	68.36	69.57	68.36	69.06
1.52	1.40	1.57	1.12	1.00	0.44	0.44	0.45	0.45
16.82	15.03	14.10	16.42	14.39	14.84	13.82	14.37	13.27
7.03	6.59	5.11	1.77	2.58	2.20	1.90	2.29	3.06
2.29	2.66	5.76	6.06	5.04	2.03	2.08	1.33	1.48
0.14	0.13	0.17	0.14	0.14	0.08	0.06	0.08	0.07
3.94	2.91	2.21	0.90	0.76	0.10	0.53	1.00	0.33
3.72	9.40	3.57	4.28	3.08	1.90	1.90	1.58	1.94
4.07	1.18	4.06	3.52	2.70	3.46	2.61	3.40	3.27
1.30	0.81	2.55	4.62	5.03	5.27	5.91	6.04	5.69
0.40	0.37	0.66	0.36	0.33	0.07	0.09	0.10	0.06
3.12	2.56	1.38	0.25	0.75	0.25	1.23	0.90	1.09
45.1	37.9	27.7	17.5	15.7				
		0.11	0.078	0.14	0.15	0.1	0.041	
48	15	86	142	205	242	273	255	269
404	579	193	218	163	103	101	96	95
33	32	109	82	93	89	93	97	102
196	165	528	928	757	755	679	720	682
					16.3		16.6	
15	8	42	43	56	63	51	54	48
					3.27		3.25	
26	18	35	32	38	44	51	39	49
1	3	18	14	31	40	38	47	40
			2	8	12			
666	591	1073	1930	1500	1000	1115	1284	1195
		88						
32	25	5				13	9	10
37	26	17				1	3	3
117	147	80				<10	13	<10
			75	95	40		23	

Базальтоиды акитканской серии представлены низкотитанистыми базальтами и андезито-базальтами. Все они принадлежат к Нур-нормативным кварцевым толеитам. Для базальтов, так же как и для фельзических пород, вверх по разрезу возрастает калиевость пород (от среднекалиевой до шошонитовой серии) (рис. 52) и снижается магнезиальность (Mg# от 54 до 26). Базальтоиды отличаются низкими содержаниями совместимых элементов и повышенными — несовместимых элементов и F. Спайдерграмма демонстрирует положительный пик Ba и отчетливую Ta-Nb отрицательную аномалию (рис. 49, *д*). Распределение REE

Компоненты	Акитканская серия						
	Чайская свита						
	Sh-1	547	11	101	15M	3041-3	556-Б
	Ab	Lt	Lt	Lt	QLt	TRD	TR
SiO_2	50.67	59.90	60.64	61.10	63.16	66.70	75.40
TiO_2	1.48	0.95	1.30	1.13	1.26	0.49	0.29
Al_2O_3	14.76	15.30	16.67	13.69	11.54	15.40	11.80
Fe_2O_3	4.18	4.30	1.65	4.24	4.36	2.10	2.70
FeO	7.88	5.2	5.74	5.42	5.73	2.5	0.42
MnO	0.17	0.084	0.07	0.03	0.04	0.069	<0.01
MgO	5.80	2.30	0.94	1.10	1.34	0.75	0.24
CaO	6.69	1.30	1.97	1.75	1.86	1.40	0.18
Na_2O	2.98	3.90	4.46	3.26	4.26	3.90	2.80
K_2O	2.49	3.90	5.00	5.94	5.28	5.40	5.40
P_2O_5	0.42	0.37	0.26	0.36	0.29	0.16	0.05
П.п.п.	2.04	2.10	1.02	1.48		1.30	0.69
Mg#	47.3	31.3	19.0	17.7	20.0		
F			0.08	0.07	0.08		
Rb		160	165	225	202	308	261
Sr		93	149	136	97	99	78
Y		90	91	92	103	84	81
Zr		906	657	748	723	794	648
Hf		16.7		18.5			15.0
Nb		67	50	52	51	61	70
Ta		1.4		3.2			3.7
Pb		17	17	17	23	45	20
Th		30	30	33	29	48	43
U		9.8					6.6
Ba		820	1207	1586	1137	1131	570
Cr		4	25	18	20	4	9
Ni		47	7	11	11	40	36
Co		20	10	8	19	10	5
V		67	20	57	44	20	<10
Zn		41		27			

(рис. 49, *е*) типично для континентальных базальтов. На дискриминационных диаграммах 2Nb—Zr/4—Y и Zr/Y—Zr базальты попадают в поля внутриплитных базальтов (Неймарк и др., 1998). Низкие содержания TiO_2 в шошонитах ламборского комплекса отличают их от типично внутриплитных и более отвечают шошонитам постколлизионных обстановок (Грачев, 2003).

Таким образом, для Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса характерна последовательная эволюция состава слагающих его магматических пород — как основных, так и кислых. От наиболее ранних образований, имеющих переходный характер к известково-щелочной серии, состав пород последовательно меняется в сторону большей калиевости и обогащения некогерентными элементами. Наиболее поздние образования принадлежат уже к шо-

Таблица 17 (продолжение)

Ирельский комплекс

Л-68-1	Л-92-1	Л-97	Л-23	Л-95	8714	Л-113	8715-2
Mnz	Mnz	QMnz	Q-Sy	Gr	Gn-G	Gn-G	Gn-G
57.19	58.57	63.61	66.00	68.72	74.60	76.79	77.16
1.59	1.21	0.99	0.61	0.43	0.20	0.21	0.03
14.96	16.20	13.99	14.15	14.10	11.57	10.35	12.16
3.74	1.71	1.74	1.50	1.61	2.20	1.08	0.60
6.49	6.68	5.2	4.42	3.13	0.85	1.93	0.69
0.16	0.15	0.12	0.13	0.10	0.05	0.04	0.04
1.40	0.99	0.79	0.24	0.10	0.36	0.10	0.10
5.64	4.62	3.51	2.16	1.56	0.53	0.60	0.50
3.66	3.60	3.40	3.46	3.36	2.83	2.22	3.92
2.98	4.22	4.88	5.48	5.57	5.77	5.64	3.87
0.58	0.43	0.31	0.13	0.06	0.02	0.02	0.02
0.25	0.25	0.25	0.78	0.25	0.25	0.25	0.25
20.4	17.8	17.4					
0.12	0.08	0.11	0.09	0.10	0.21	0.21	0.24
156	139	206	231	266	445	318	621
235	233	157	87	59	8	18	6
98	87	91	121	103	165	118	116
891	930	821	910	670	482	404	149
48	40	51	59	60	104	80	156
31	36	40	45	49	73	55	90
27	12	29	39	32	65	51	26
2.0	10.0	8.0	11.0	7.0	19.0	12.0	55.0
1210	2010	1380	1150	960	90	110	25
54	<30	50	45	70	220	<30	<30

шонит-латитовой серии и являются по своим геохимическим характеристикам типичными внутрипитными образованиями, а фельзические породы принадлежат к гранитам А-типа. От типичных образований этой магматической серии, таких как миоценовые постколлизионные вулканиты Тибета и др. (Turner et al., 1996), их отличают сравнительно низкие содержания Sr и более высокие содержания большинства HFSE и HREE.

Граниты третьего типа наиболее резко отличаются от всех остальных гранитоидов Южно-Сибирского пояса. Граниты чуйско-кодарского комплекса имеют узкий диапазон вариаций содержаний SiO_2 (71.5—77.6%) и принадлежат к субщелочной серии. На диаграмме ($Na_2O + K_2O – CaO$)—SiO_2 (рис. 48) составы этих гранитов лежат в известково-щелочном поле. Породы отличаются повышен-

Таблица 18

Содержания REE в палеопротерозойских гранитоидах и вулканитах юго-западного обрамления Сибирской платформы, ppm

Компоненты	Кодарский комплекс		Акитканская серия							Чуйско-кодарский комплекс		Чуйский комплекс
	Кемен-ский массив	Каларский массив	Малокосинская свита		Домуг-динская свита	Хибелен-ская свита	Чайская свита			Кевактинский массив		
	U-75	85	883	860	Л-104	38337-3	547	101	556-Б	Л-290	Л-384	3110/29
	CBGr	FBGr	AB	R	TRD	TRD	Lt	Lt	TR	CBGr	FBGr	B-AGD
	INA	INA	INA	INA	INA	INA	INA	INA	INA	ICP MS	ICP MS	ICP MS
La	144.0	38.0	27.8	72.2	89.3	92.8	106.0	93.7	109.0	30.8	15.3	29.4
Ce	271	81	53	139	163	182	201	149	236	64	59	65
Pr										7.34	4.18	7.37
Nd	113.0	39.00	26.50	66.20	68.70	83.30	91.80	88.50	92.00	27.09	15.65	26.41
Sm	16.00	6.40	5.25	11.80	14.30	15.70	17.49	17.10	14.50	5.41	3.83	4.28
Eu	1.74	0.57	1.37	1.78	1.77	2.05	2.96	2.23	0.97	1.13	0.51	1.16
Gd							14.38			4.36	3.67	2.96
Tb	1.80	1.10	0.67	1.08	1.61	1.54	2.31	1.90	2.80	0.67	0.66	0.35
Dy										3.09	3.66	1.47
Ho										0.54	0.74	0.28
Er										1.19	1.86	0.70
Tm										0.15	0.27	0.10
Yb	5.10	4.40	1.61	3.41	7.34	6.85	9.21	7.21	9.10	0.86	1.63	0.67
Lu	0.73	0.92	0.16	0.53	0.87	0.72	1.21	0.79	1.24	0.12	0.20	0.08
$[La/Yb]_N$	19.08	5.84	11.67	14.31	8.22	9.15	7.78	8.78	8.09	24.16	6.36	29.75
$[La/Sm]_N$	5.66	3.74	3.33	3.85	3.93	3.72	3.81	3.45	4.73	3.58	2.52	4.32
$[Gd/Yb]_N$	1.85	1.18	2.08	1.71	1.05	1.15	1.26	1.34	1.36	4.11	1.82	3.59
Eu/Eu*	0.39	0.27	0.90	0.59	0.46	0.51	0.57	0.48	0.20	0.71	0.41	0.99

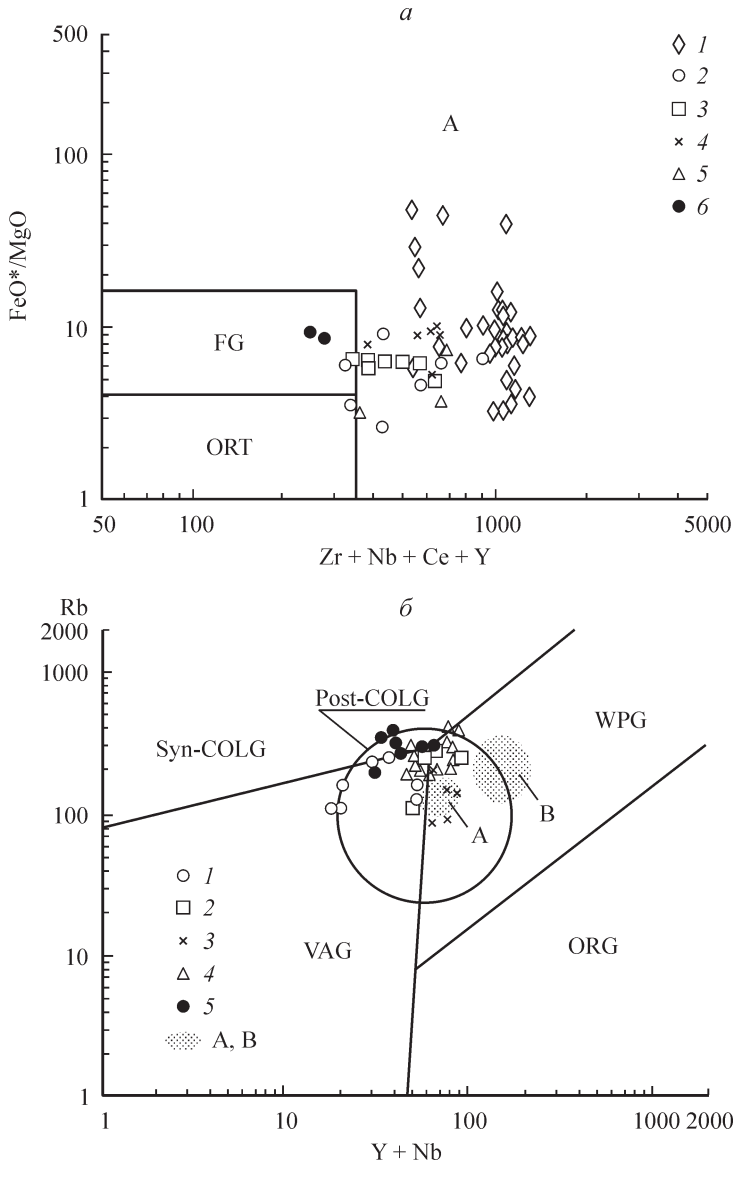


Рис. 50. Дискриминационные тектономагматические диаграммы для фельзических изверженных пород Южно-Сибирского магматического пояса.

а — FeO*/MgO—(Zr + Nb + Ce + Y) (по: Whalen et al., 1987); *б* — Rb—(Y + Nb) (по: Piarce et al., 1984). С использованием аналитических данных В. В. Брынцева и др. (1984); В. И. Петровой и др. (1997); В. В. Булдыгерова, В. Н. Собаченко (2005); В. И. Левицкого и др. (2002); Т. В. Донской и др. (2003, 2005). *а*: *1* — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс; комплексы: *2* — саянский, *3* — шумихинский, *4* — приморский, *5* — кодарский, *6* — чуйско-кодарский; *б* — *1* — саянский, *2* — шумихинский, *3* — приморский, *4* — кодарский, *5* — чуйско-кодарский; A, B — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: A — вулканиты малокосинской свиты, B — вулканиты домугдинской, хибеленской и чайской свит и гранитоиды ирельского комплекса. Поля на диаграммах см. рис. 18, Post-COLG — постколлизионные граниты.

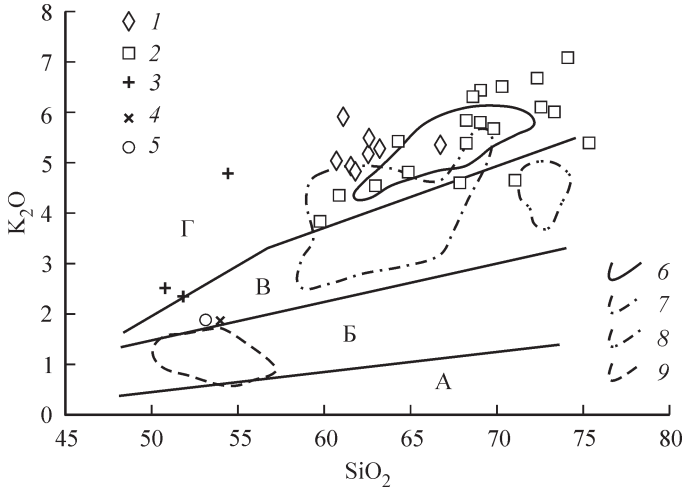


Рис. 51. Диаграмма K_2O—SiO_2 для пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. С использованием аналитических данных (Салоп, 1964; Бухаров, 1987; Петрова и др., 1997; Булдыгеров, Собаченко, 2005; Донская и др., 2003, 2005).

1—4 — чайская свита: *1* — субвулканические фельзические тела ламборского комплекса, *2* — фельзические вулканиты чайской свиты, *3* — средний состав базальтов ламборского комплекса, *4* — средний состав базальтов чайской свиты; *5* — средний состав базальтов хибеленской свиты; *6* — поле составов фельзических вулканитов хибеленской свиты, *7* — вулканитов домугдинской свиты; *8—9* — поля составов вулканитов малокосинской свиты: *8* — кислого состава, *9* — базальты. Серии: А — толеитовая, Б — известково-щелочная, В — высококалиевая, Г — шошонитовая.

ной и высокой глиноземистостью (A/CNK достигает 1.6), высокой калиевостью и повышенной железистостью (K/Na > 1, f = 0.72—0.95). Характерны значительные вариации индекса агпаитности (NK/A = 0.6—1.05), но для большинства образцов его значения не превышают 0.87. Граниты отличаются умеренными содержаниями большинства некогерентных элементов, значительно более низкими, чем в гранитах первых двух групп, и наиболее глубокой Nb-Ta аномалией (рис. 49, *г*). Существенное обогащение наблюдается только для Rb (200—380 ppm), Li (50—120 ppm) и F (0.1—0.22 %). Для гранитов основной интрузивной фазы характерен достаточно фракционированный спектр REE (рис. 49, *в*) ($[La/Yb]_N$ = 24; $[La]_N$ = = 84) с умеренно проявленной отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu* = 0.71). При этом REE практически одинаково фракционированы как в области LREE—MREE ($[La/Sm]_N$ = 3.6), так и в области MREE—HREE ($[Gd/Yb]_N$ = 4.1), что явно отличает их от гранитов А-типа. В более дифференцированных поздних гранитах происходят обогащение большинством некогерентных элементов, уменьшение роли LREE и усиление роли HREE наряду с углублением Eu-аномалии (Eu/Eu* = 0.41). Граниты саянского комплекса близки к чуйско-кодарским гранитам, несколько отличаются более высокими содержаниями Sr и Ba и большей деплетированностью Rb и F.

Граниты чуйско-кодарского комплекса на диаграммах Дж. Вэйлен (Whalen et al., 1987) лежат в поле фракционированных гранитов S- и I-типов, а на диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) (рис. 50) — в поле посторогенных гранитов. Граниты саянского комплекса также тяготеют к полю посторогенных гранитов.

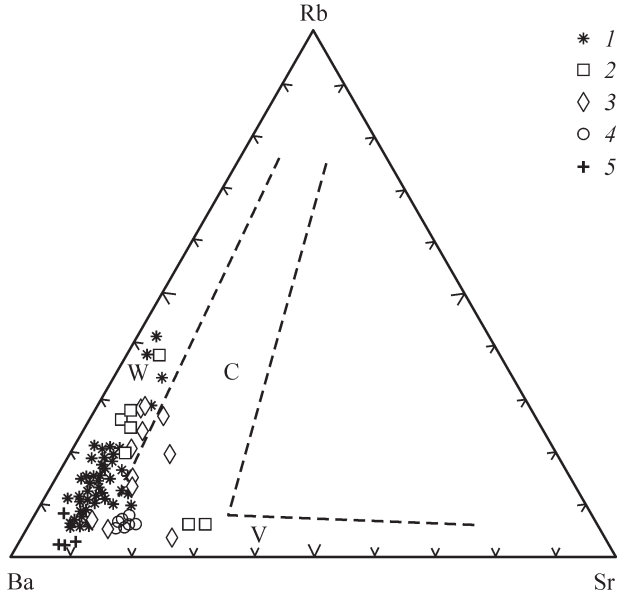


Рис. 52. Дискриминационная диаграмма Ba—Rb—Sr (Liverton, Botelho, 2001) для гранитоидов Южно-Сибирского магматического пояса. С использованием аналитических данных (Брынцев и др., 1984; Петрова и др., 1997; Булдыгеров, Собаченко, 2005; Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2003, 2005).

1 — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс; комплексы: *2* — чуйско-кодарский, *3* — кодарский, *4* — шумихинский, *5* — приморский. Поля на диаграмме см. рис. 17.

Комплекс геологических, минералогических и геохимических признаков (White, Chappell, 1983) позволяет относить рассматриваемые граниты к гранитам S-типа. К таким признакам относится: 1) резкое преобладание в составе массивов гранитов и отсутствие ассоциирующих мафических пород; 2) отсутствие или редкость среди инклавов в гранитах мафических пород; 3) наличие среди мафических минералов главным образом биотита; 4) почти постоянное присутствие мусковита, иногда турмалина; 5) высокие содержания SiO_2 в породах при очень ограниченных его вариациях (71.5—77.6 %) и повышенная их глиноземистость (A/CNK = 1.0—1.6), 6) низкие содержания CaO, Na_2O и Sr, пониженные — большинства HFSE. Все эти признаки указывают на существенно коровый источник этих гранитов. Геохимические особенности сближают их с мезозойскими постколлизионными оловоносными гранитами Пхукет в Таиланде (Pollard et al., 1995).

По-видимому, в эту же группу нужно включить и более глубинные граниты таракского комплекса, которые также являются высококалиевыми и по комплексу геологических и геохимических признаков занимают промежуточное положение между гранитами S- и A-типов (Ножкин и др., 2003).

Таким образом, в Южно-Сибирском магматическом поясе отчетливо выделяются три типа гранитоидов и фельзических вулканитов, с ними ассоциирующих: 1) шошонит-латит-трахириолитовый, 2) рапакивигранит-чарнокитовый и 3) S-гранитовый. В этом ряду наблюдаются последовательное снижение содержаний несовместимых элементов, в первую очередь HFSE (рис. 53), и увеличение величины LILE/HFSE отношения (рис. 49). Первые два типа относятся

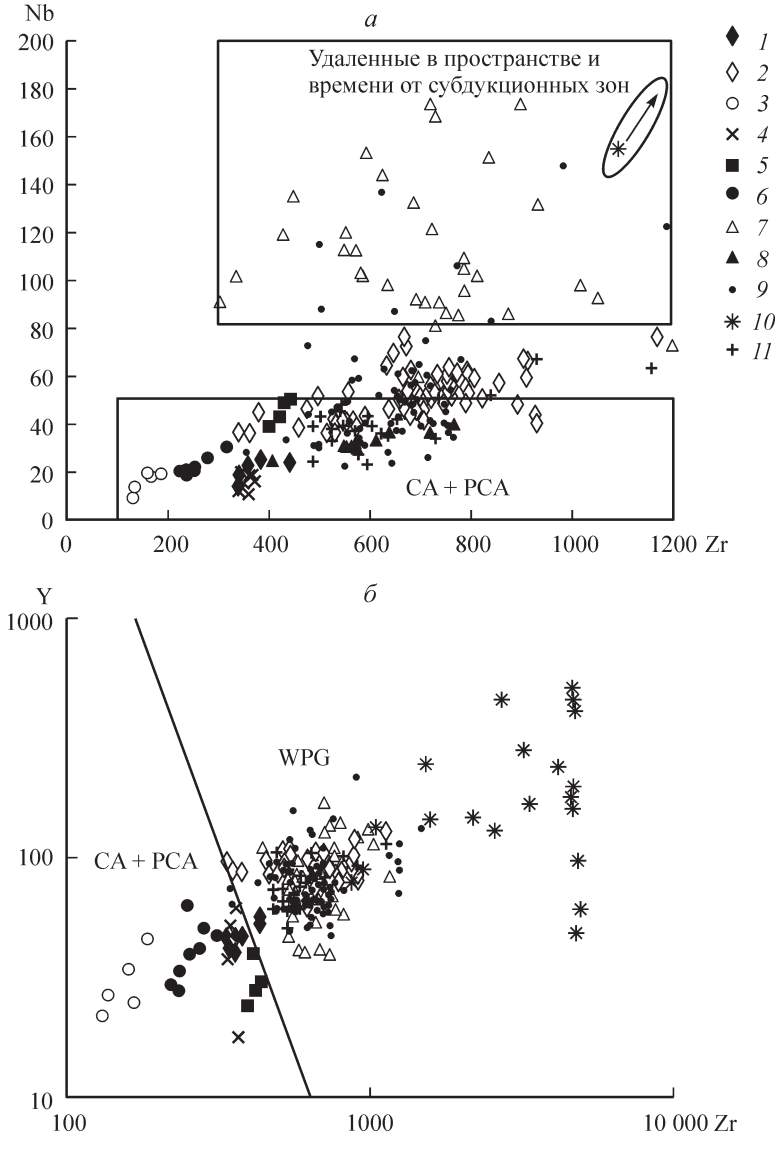


Рис. 53. Дискриминационные диаграммы для гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними гранитоидов Сибирской платформы.

а — диаграмма Nb—Zr (по: Thompson, Fowler, 1986); *б* — диаграмма Y—Zr (по: Müller et al., 1992). *1—6* — Южно-Сибирский магматический пояс: *1*, *2* — фельзические породы (вулканиты и гранитоиды) Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (*1* — риолиты и риодациты малокосинской свиты, *2* — фельзические вулканиты остальных свит и гранитоиды ирельского комплекса); комплексы: *3* — чуйско-кодарский, *4* — шумихинский, *5* — приморский, *6* — кодарский; *7—10* — улканский вулканоплутонический комплекс: *7* — граниты главной фазы Северо-Учурского массива, *8* — граниты Южно-Учурского массива, *9* — кислые вулканиты улканской серии, *10* — комендиты амундалинского комплекса и щелочные граниты Северо-Учурского массива; *11* — Выборгский массив (для сравнения). Поля: CA + PCA — граниты континентальных дуг и постколлизионные граниты, WPG — внутриплитные граниты.

к гранитам А-типа; однако степень их обогащения несовместимыми элементами такова, что к типично внутриплитным гранитам можно отнести только высококалиевые гранитоиды и вулканиты Северо-Байкальского пояса. Остальные же по ряду своих геохимических признаков занимают граничное положение, что прекрасно иллюстрируется диаграммами Rb—(Y+Nb), FeO*/MgO—(Zr + Nb + + Ce + Y), Y—Zr, Nb—Zr, Ba—Rb—Sr (рис. 50, 51, 53). Последняя разновидность является типичным представителем гранитов S-типа. Общими геохимическими особенностями всех этих гранитоидов являются их высокая калиевость и железистость, высокая или умеренная обогащенность несовместимыми элементами и отсутствие высокодифференцированных гранитов (рис. 52). Кроме того, для всех гранитоидов рассматриваемой ассоциации характерна повышенная оловоносность (Левицкий и др., 2002; Собаченко, Булдыгеров, 2005). Наиболее высокие содержания Sn установлены для двуслюдяных и турмалинсодержащих гранитов третьего типа (6.5—39 ppm), что уже соответствует уровню «оловоносных гранитов» (10—30 ppm) (Барсуков, 1974).

Граниты рапакиви, входящие в эту ассоциацию, несмотря на многие черты, сближающие их с типичными гранитами рапакиви анортозит-рапакивигранитного типа Восточно-Европейской платформы, имеют и некоторые отличия: 1) отсутствие когенетичных основных пород; 2) более низкие содержания большинства некогерентных элементов, и в первую очередь HFSE и HREE; 3) меньшая степень дифференцированности и отсутствие таких «продвинутых» пород, как Li-F граниты и онгониты; 4) несколько меньшая железистость Mg-Fe силикатов, что при отсутствии фаялита и более высоких содержаниях акцессорного магнетита свидетельствует о кристаллизации магм в условиях более высокой фугитивности кислорода.

Магматический пояс Плурисериал-Рибейра

Вторым, по-видимому, более типичным примером рассматриваемой ассоциации является магматический пояс Плурисериал-Рибейра. Этот пояс локализован в неопротерозойском складчатом поясе Рибейра в Юго-Восточной Бразилии (см. рис. 2), где он протягивается в северо-восточном направлении более чем на 1300 км (Wernick, 2000). Формирование магматического пояса происходило в постколлизионных условиях в возрастном интервале 620—580 млн лет (Wernick, Menezes, 2001). Граниты рапакиви комплекса Иту (582 ± 6 млн лет) в этом поясе ассоциируют с широким спектром преимущественно высококалиевых магматических пород, среди которых выделено семь групп. Породы I и II групп образуют непрерывный ряд от K-лампрофиров—аппинитов—керсантитов до лампроитов—минетт и сиенитов. Породы I группы представлены ассоциацией пород шошонитовой серии (габбро, монцогаббро, монцодиориты, монцониты и сиениты, редко граниты), тогда как породы II группы включают преимущественно ультракалиевые породы. Среди пород III—V групп преобладают высококалиевые, в том числе и фаялитсодержащие, гранитоиды (± Opx/Cpx, ± Horn, ± Bi), ассоциирующие с бимодальной вулканической серией, в которую в ограниченном объеме входят и щелочные вулканиты. Породы VI и VII групп представлены высококалиевыми гранитоидами: группа VI — гранитами рапакиви, а группа VII — гранитами типа «I-Caledonian» (умеренно глиноземистые известково-щелочные калиевые граниты).

Массивы гранитов рапакиви комплекса Иту имеют многофазное строение. Наиболее ранние монцодиориты иногда отмечаются в гранитах рапакиви в качестве инклавов и мегаинклавов. Преобладают равномернозернистые, порфировидные и мегапорфировидные щелочно-полевошпатовые граниты с варьирующими количествами «окаймленного» овоидного и таблитчатого полевого шпата. В неко-

торых гранитах встречается структура антирапакиви. Fe-Mg силикаты представлены в основном биотитом и роговой обманкой. В ядрах некоторых кристаллов амфибола изредка встречается авгит. Главные акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит, ксенотим, ортит, пирит и флюорит. Иногда отмечаются топазсодержащие мусковит-альбитовые граниты, представляющие собой наиболее дифференцированный тип пород (Wernick et al., 1997). Кристаллизация гранитов рапакиви осуществлялась из высокотемпературной магмы (950—900 °С) при высокой фугитивности кислорода, между NNO- и HM-буферами, что резко отличает эти рапакиви от гранитов рапакиви в анортозитсодержащих ассоциациях. В основных породах шошонитовой и ультракалиевой серий фугитивность кислорода также была сравнительно высокой — около NNO-буфера. Геохимические характеристики гранитов рапакиви Иту сближают их с типичными постколлизионными гранитами (Wernick, 2000).

Отличительная особенность РГШ магматической ассоциации заключается в том, что для нее характерно большое разнообразие пород, формирование которых происходило в условиях литосферного растяжения, в постколлиизионный этап развития орогена, при практически полном отсутствии автономных анортозитов. По простиранию магматических поясов этой ассоциации могут размещаться интрузивные, вулканические, метаморфические и ультраметаморфические комплексы, резко различающиеся по составу, глубинности, термодинамическим условиям формирования. Общим для большинства из них являются калиевый тип щелочности — от ультраосновных пород до гранитов S-типа, варьирующие, но в целом повышенные значения фугитивности кислорода (как правило, выше FMQ-буфера) и умеренная, реже высокая, обогащенность некогерентными элементами, в первую очередь LIL-элементами. В ряду гранитоидов от перглиноземистых гранитов S-типа к существенно метглиноземистым гранитоидам A-типа происходит закономерное увеличение калиевости пород и содержания в них HREE- и HFS-элементов и снижение LILE/HFSE-отношения.

1.5. Основные петрогеохимические особенности гранитов рапакиви и ассоциирующих пород

Граниты рапакиви представляют собой в основном продукт докембрийской эволюции Земли. При достаточно растянутом общем диапазоне их «жизни» (2.8—0.5 млрд лет) период наиболее активного формирования этих пород приходится на возрастной интервал 1.8—1.0 млрд лет. Все многообразие возможных сочетаний гранитов рапакиви с другими изверженными породами сводится к четырем типам устойчивых магматических ассоциаций: АМЧРГ, АМРГЩГ, ГРГФ и РГШ. Среди гранитоидов этих ассоциаций можно выделить по крайней мере три главные группы. К первой относятся классические граниты рапакиви магматических ассоциаций первых трех типов, которые являются типичными представителями внутриплитных субщелочных «восстановленных» гранитов A-типа. От других гранитов этого типа их отличает экстремально высокая железистость как пород, так и Mg-Fe силикатов, наиболее высокие содержания K_2O, HFSE, REE и F, а также кристаллизация из «сухих», высокотемпературных магм в резко восстановительных условиях. Высокие концентрации некогерентных элементов, даже в наиболее примитивных слабодифференцированных гранитах, свидетельствуют о низких степенях парциального плавления источника в ходе генерации первичных магм этих гранитов. Низкие значения f_{O_2} и f_{H_2O} указывают на глубинный «сухой» и «восстановленный» источник. Эволюция этих гранитов

осуществляется по плюмазитовому тренду. Конечным продуктом глубокой дифференциации этих магм являются Li-F граниты и онгониты, представляющие собой типичные редкометалльные граниты.

Ко второй группе относятся щелочные граниты АМРГЩГ-ассоциации — высокожелезистые, высокодифференцированные граниты А-типа Na-серии, максимально обогащенные некогерентными элементами, особенно HFSE, HREE и F. Эти граниты также кристаллизуются из сухих, восстановленных и очень высокотемпературных магм, эволюция которых осуществляется по агпаитовому тренду. Наиболее дифференцированные породы этой серии представлены экстремально обогащенными некогерентными элементами — альбитовыми гранитами, грорудитами, сельвсбергитами и комендитами, также принадлежащими к типичным редкометалльным гранитам. Следует отметить, что щелочные граниты, которые иногда в крайне незначительных объемах присутствуют в остальных магматических ассоциациях, резко отличны от щелочных гранитов АМРГЩГ-ассоциации. Геохимически они близки к классическим гранитам рапакиви первой группы. Они имеют индекс агпаитности, близкий к единице, и принадлежат к K-серии.

К третьей группе относятся субщелочные «окисленные» граниты, варьирующие по составу от гранитов А-типа до S-гранитов. Они принадлежат исключительно к РГШ-ассоциации. Общими для всех гранитоидов этой ассоциации являются повышенная или высокая калиевость, высокая железистость и повышенные, иногда высокие содержания некогерентных элементов, в первую очередь LILE. По сравнению с классическими рапакиви первой группы для них в целом характерны существенно бóльшая вариабельность составов, более высокая фугитивность кислорода и воды, меньшая обогащенность некогерентными элементами, более высокие LILE/HFSE отношения, меньшая дифференцированность и принадлежность преимущественно к геохимическому типу посторогенных гранитов. Высокодифференцированные граниты типа Li-F гранитов, или онгонитов, отсутствуют или крайне редки. Однако иногда отмечаются их более глубинные аналоги — редкометалльные (Ta, Nb, Li) пегматиты. Повышенные значения в них f_{O_2} и f_{H_2O} и LILE/HFSE могут указывать на менее глубинный характер источников, а также на участие компонента, образованного в результате метасоматоза мантийного клина в ходе предшествующих процессов субдукции.

На диаграмме Y—Nb—Zr/4 (Eby, 1992) (рис. 54) все субщелочные граниты различных ассоциаций попадают в поле A_2, представляющее собой магму, отделенную от континентальной или андерплейтовой коры. В это же поле попадают и щелочные граниты, которые в крайне ограниченном объеме иногда встречаются в комплексах АМЧРГ- и ГРГФ-ассоциаций. Принадлежность гранитов к типу A_2 и наличие Nb-Ta негативной аномалии свидетельствуют о том, что источник типа OIB для них маловероятен, и, наоборот, важную роль в их генезисе играл литосферный компонент. Nb-Ta аномалия может быть обусловлена как субдукционным компонентом SCLM, так и веществом континентальной коры (Hofmann, 2003). В то же время щелочные граниты АМРГЩГ-ассоциации ложатся в поле A_1 — поле гранитов, представляющих собой дифференциаты базальтовых магм, отделенных от источников типа OIB. На мантийный источник этого типа гранитов указывают также значения «канонических» отношений элементов, используемых для оценки источников разнообразных мантийных магм (Коваленко и др., 2007). В частности, средние значения отношений Nb/U, Zr/Nb и Th/Ta в щелочных гранитах АМРГЩГ-ассоциации улкан-джугджурского комплекса — 48, 7.3 и 1.3 — близки к этим отношениям в OIB — 47.05, 5.83 и 1.48 (Sun, McDonough, 1989). Субщелочные гиперсольвусные граниты этого комплекса имеют транзит-

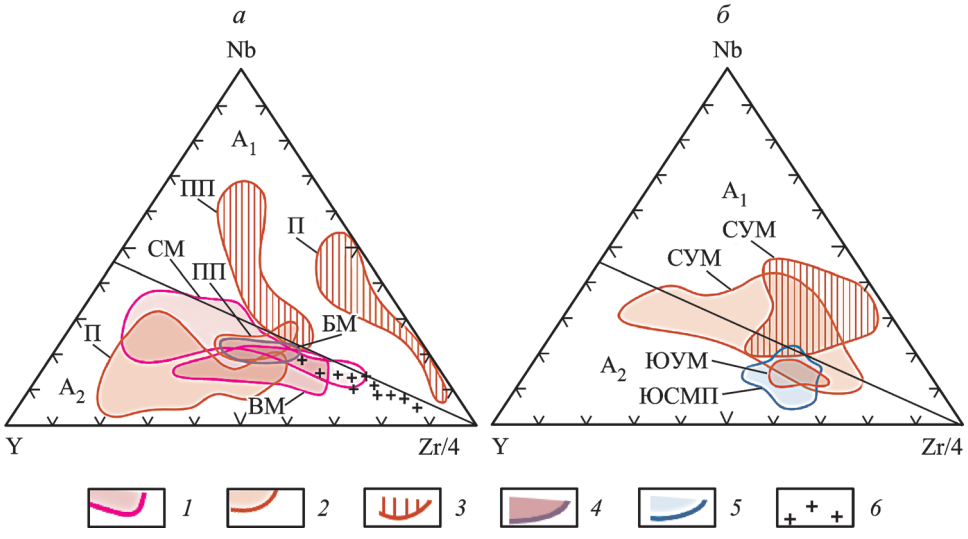


Рис. 54. Дискриминационные диаграммы Y—Nb—Zr/4 (Eby, 1992) для гранитов рапакиви и ассоциирующих фельзических пород.

а — для Восточно-Европейской платформы, Амазонского кратона и Северо-Американской платформы; *б* — для Сибирской платформы. *1* — субщелочные граниты и фельзические вулканиты АМЧРГ-ассоциации; *2* — субщелочные граниты и фельзические вулканиты АМРГЩГ-ассоциации; *3* — щелочные граниты и комендиты АМРГЩГ-ассоциации; *4* — субщелочные и щелочные граниты ГРГФ-ассоциации; *5* — субщелочные граниты и фельзические вулканиты РГШ-ассоциации; *6* — гранитоиды Валаамского силла (дифференциаты базальтовой магмы высокожелезистых континентальных толеитов). БМ — Бердяушский массив, ВМ — Выборгский массив, П — Питинга (комплекс Мапуэра), ПП — Пайкс-Пик, ПМ — Приморский массив, СМ — Салминский массив, СБВПП — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, СУМ — Северо-Учурский массив, ЮУМ — Южно-Учурский массив. A_1 — А-граниты, представляющие собой дифференциаты магм, отделенных от источников, близких к таковым для OIB; A_2 — А-граниты, представляющие магмы, отделенные от континентальной коры или андерплейтовой коры, которая прошла через цикл континентальной коллизии или островодужного магматизма.

ный характер, перекрывая поля A_1 и A_2. Вероятно, их происхождение связано со смешением этих двух различных типов гранитных магм.

Нефелиновые и щелочные сиениты ГРГФ ассоциации (Бердяушский массив) относятся к миаскитовому типу. По сравнению с агпаитовыми щелочными породами они обеднены некогерентными элементами.

Породы габбро-анортозитового комплекса АМЧРГ- и АМРГЩГ-ассоциаций близки по химическому и минеральному составу и являются типичными представителями «massif type anorthosite». Для этого комплекса характерна триада слагающих его пород: анортозиты, ферродиориты и высокоглиноземистые габбро. Для анортозитов, резко доминирующих в составе комплекса, свойственны обогащение элементами, имеющими геохимическое сродство с плагиоклазом (Sr, Eu), и обеднение всеми другими совместимыми и несовместимыми элементами. Ферродиориты, представляющие собой наиболее дифференцированный тип пород этого комплекса, отличаются высокой железистостью, высокими содержаниями Fe, Ti, P, Ba, Zr, Zn, Y, REE и низкими содержаниями совместимых элементов. Высокоглиноземистые габбро, рассматриваемые как возможный представитель

родоначальной магмы этого комплекса (Mitchell et al., 1995), отличаются наименьшей дифференцированностью, наиболее высокими содержаниями совместимых элементов и наибольшей истощенностью некогерентными элементами.

Габброиды ГРГФ-ассоциации принадлежат к умеренно титанистым и умеренно железистым породам толеитовой серии. По сравнению с основными породами АМЧРГ и АМРГЩГ они несколько обогащены совместимыми элементами и обеднены LIL-элементами.

Базальты относятся преимущественно к дифференцированным высокожелезистым континентальным толеитам, обогащенным некогерентными и обедненным когерентными элементами. Их состав варьирует от высокотитанистых базальтов повышенной щелочности в АМРГЩГ-ассоциации до низкотитанистых базальтов, близких к E-MORB- в ГРГФ-ассоциации. Низкотитанистые базальты РГШ-ассоциации принадлежат преимущественно к шошонитовой серии. На дискриминационных диаграммах Zr/Y—Zr, Th—Hf/3—Ta и Zr/4—2Nb—Y (см. рис. 20) все они ложатся в поле внутриплитных базальтов. Некоторое смещение составов этих пород на графиках Th/Yb—Ta/Yb и Th—Hf/3—Ta в сторону полей базальтов активных континентальных окраин, а также наличие отрицательных Nb-Ta аномалий на спайдерграммах указывают на литосферный компонент в источниках этих пород.

Глава 2

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И ДИСКРЕТНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ, ВКЛЮЧАЮЩИХ ГРАНИТЫ РАПАКИВИ

Геологические процессы по длительности подразделяются на длительные и быстрые (Добрецов и др., 2001). Среди магматических процессов к первым можно отнести системы на конвергентных границах плит. Это прежде всего активные континентальные окраины, формирование которых охватывает значительные промежутки времени — до 150 млн лет, реже — больше (Зоненшайн, Кузьмин, 1992). Продолжительность жизни островной дуги существенно меньше и обычно не превышает 30—50 млн лет (Добрецов и др., 2001). Магматизм этих систем имеет дискретный характер, и длительность «жизни» каждой конкретной субдукционной стадии не превышает 20 млн лет. Длительность функционирования зон субдукции сильно варьирует и зависит от многих факторов — отмирания соответствующего спрединговой центра, коллизии континентальных масс, океанических островов или плато, срединно-океанических хребтов, изменения относительного перемещения взаимодействующих плит и пр.

К быстрым магматическим процессам относится в основном внутриплитный и коллизионный магматизм. Наибольшей кратковременностью и в то же время грандиозной масштабностью мантийного магматизма отличаются Большие Магматические Провинции (Large Igneous Provinces — LIP), включающие континентальные и океанические платобазальты, гигантские рои мафических даек, расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии. Обычно время их формирования не превышает 5 млн лет (Van Schmus, 2003). Чемпионом по кратковременности и объемам извергаемого вулканического материала является трапповый магматизм, связанный с деятельностью короткоживущих суперплюмов (Farmer, 2003). К примеру, длительность формирования гигантского объема сибирских траппов составляет всего 1 млн лет (Kamo et al., 2003). По данным К. Конди (The Precambrian Earth…, 2004), голова суперплюма, достигнув основания литосферы, увеличивается в диаметре до 3000 км. Такой суперплюм выдает громадный объем базальтовой магмы (> 0.5 х 106 км^3) за очень короткое время (< 3 млн лет). Формирование расслоенных интрузий также ограничивается первыми миллионами лет (Amelin et al., 1995). Не намного более длительным является магматизм рифтов: как правило, он не превышает 20 млн лет независимо от возраста рифтогенеза, реже эта величина достигает 50 млн лет (Лобковский и др., 2004). Примерно такая же длительность формирования характерна и для щелочных, и для карбонатитовых комплексов горячих точек.

Продолжительность коллизионных и постколлизионных процессов вполне сопоставима с внутриплитными. Собственно коллизионный этап может охватывать до 60—90 млн лет, однако продолжительность каждой стадии внутри такого этапа может быть относительно кратковременной — около 5—15 млн лет (Rivers,

1997; Добрецов и др., 2001). Длительность постколлизионного магматизма также не превышает 20—25 млн лет (Chesley et al., 1993; Griffin et al., 2000).

Недавние геохронологические исследования крупных древних магматических комплексов, сформированных в условиях литосферного растяжения, показали, что возраст кристаллизации конкретных интрузий или фаз внедрения может быть решен при помощи прецизионного датирования U-Pb методом. Эти методы представляют собой потенциально очень важный инструмент петрогенетических исследований и могут дополнять и укреплять обычно используемые подходы, основанные на петрологических, геохимических и изотопных данных. Прецизионная геохронология интрузивных импульсов и фаз в комбинации с геологическими и геофизическими данными может быть использована для оценки длительности существования магматического очага, динамики его развития, скорости внедрения магмы и скорости кристаллизации, их изменений во времени, так же как и скорости движения плит и литосферного растяжения. Это важный шаг по направлению к количественному моделированию рифтинга и связанного с ним магматизма в далеком геологическом прошлом.

Докембрийские рапакивигранитсодержащие магматические комплексы, формирующиеся во внутриплитных условиях литосферного растяжения, представляют собой благодатный объект для подобного плана исследований, так как отличаются бóльшим литологическим разнообразием слагающих их пород, длительностью формирования и полифазностью, а также высокой степенью проявления процессов магматической дифференциации.

2.1. Анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная ассоциация

Анализ геохронологических данных по Восточно-Европейской платформе свидетельствует, что возрастной диапазон формирования этих комплексов в западной части платформы весьма велик — от 1790 до 1470 млн лет, т. е. около 300 млн лет. Согласно современным данным, в составе Восточно-Европейской платформы выделяются три крупных тектонических домена: Фенноскандинавский, Сарматский и Волго-Уральский, сочленение которых произошло около 1.8 млрд лет назад (Bogdanova et al., 2008). Для Сарматского домена характерны более древние комплексы, сформированные в более узком возрастном диапазоне — 1790—1745, а для Фенноскандинавского домена — 1667—1470 млн лет. По длительности анортозит-рапакивигранитный магматизм резко контрастирует с проявлениями классического внутриплитного магматизма. Например, длительность сумийского магматизма Карельского кратона Фенноскандинавского домена, происхождение которого связано с деятельностью крупного нижнемантийного плюма (Ernst, Buchan, 2001) и включающего в себя крупные расслоенные интрузии, бимодальные вулканические серии и гранитные плутоны, составляет всего 15 млн лет (2449—2436 млн лет). Причем для северной части кратона, где сосредоточена основная часть расслоенных интрузий, этот возрастной интервал еще у́же — 2445—2436 млн лет (Amelin et al., 1995; Lauri et al., 2006).

Близкая ситуация характерна и для других кратонов. Возрастной интервал формирования АМЧРГ-комплексов в южном обрамлении Канадского щита еще шире, чем на Восточно-Европейской платформе, — 1.65—1.01 млрд лет (Emslie, 1978, 1991; Emslie et al., 1994; Anderson, 1983; Van Schmus et al., 1996; Higgins, van Breemen, 1996; Menuge et al., 2002; Anderson, Morrison, 2005). Для Амазонского кратона он составляет 1.57—1.30 млрд лет (Dall'Agnoll et al., 1994, 1999; Bettencourt et al., 1999; Santos et al., 2004).

Салминский батолит

Обычно принимается, что интервал времени между кристаллизацией циркона и его остыванием ниже температуры прекращения диффузии свинца очень небольшой — обычно значительно меньше, чем погрешность определения изотопного возраста. Однако температура кристаллизации циркона зависит от состава магмы и наличия летучих компонентов, а скорость остывания интрузии критически зависит от ее размера и геометрии, глубины внедрения, начальной температуры магмы, термальной проводимости вмещающих пород, повторяемости магматических импульсов (Jaeger, 1957; Chesley et al., 1993). Таким образом, эффект медленного остывания может стать существенным при датировании крупных гранитоидных плутонов, даже если мы используем минералы с высокой температурой закрытия, такие как циркон. В этой связи были произведены специальные геохронологические исследования различных пород из различных частей Салминского батолита (17 образцов) с использованием U-Pb метода датирования по единичным зернам акцессорных минералов (циркон и монацит). Возрастные данные приведены в табл. 19 и на рис. 14, а также в работе Ю. В. Амелина и др. (Amelin et al., 1997).

Для гранитов Салминского батолита характерно присутствие зональных кристаллов циркона с отчетливо выраженными ядрами, обрастающими оболочками более позднего циркона. Кроме того, в гранитах отчетливо выделяются две различные по составу и морфологии популяции циркона. Кристаллы циркона-I, включенные в полевые шпаты овоидов, видимо, формировались в раннюю стадию кристаллизации, тогда как интерстиционный циркон представляет собой смесь циркона ранней и поздней популяций. Температура кристаллизации циркона Салминского батолита была рассчитана с использованием экспериментальных данных (Watson, Harrison, 1983); допускалось, что состав пород и концентрация Zr рассматриваемых гранитов соответствуют их содержаниям в родоначальных магмах. Результаты моделирования образцов гранитов рапакиви (Amelin et al., 1997) свидетельствуют, что циркон начинал кристаллизоваться при температуре 940—840°C. Эта температурная оценка близка к оценке начальных температур магмы гранитов рапакиви (Rämö, Haapala, 1995; Salonsaari, 1995). Наличие скелетных форм кристаллов циркона и интерстиционная позиция поздней его популяции, а также содержания U, в 3—5 раз более высокие, чем в цирконе-I, свидетельствуют о том, что они выделялись после кристаллизации основной массы породообразующих минералов и, возможно, ближе к температуре солидуса, т. е. около 700°C при кристаллизации в условиях низких давлений (Rundqvist et al., 1991; Rämö, Haapala, 1995).

Отсутствие измеримых различий в $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрасте между ядрами и концами кристаллов циркона, между кристаллами циркона ранней и поздней генераций (табл. 19, обр. 8—210) можно расценивать как свидетельство того, что продолжительность кристаллизации гранита не превышает погрешности датирования ± 1—2 млн лет. Проведенное геохронологическое и геохимическое изучение цирконов (Amelin et al., 1997) показало, что получаемые U-Pb методом значения возраста во всем батолите могут быть интерпретированы, скорее, как время внедрения магмы и ее кристаллизации, чем как время остывания ниже температуры прекращения диффузии Pb. Полученные данные по продолжительности кристаллизации гранита не противоречат результатам моделирования длительности существования магматической камеры с гранитной магмой (Huppert, Sparks, 1988). Согласно данным этих авторов, даже весьма крупные магматические тела должны были закристаллизоваться в период $< 10^5$ лет. Следовательно, можно полагать, что существование композитных батолитов со временем «жизни» в не-

Таблица 19

Возраст, определенный U-Pb методом по единичным зернам циркона пород Салминского батолита

Номер образца	Порода	Магматический импульс	Количество анализов	Средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст	
				возраст, млн лет	СКВО
4-119	Йотунит	Первый	3	1546.7 ± 1.7	0.05
4-159	Монцонит		5	1546.7 ± 1.0	0.21
16711	Кварцевый сиенит	Второй	3	1543.4 ± 0.9	0.50
16710	» »		3	1543.3 ± 1.6	0.27
263	Выборгит	Третий	4	1540.6 ± 1.6	0.08
1533	Питерлит		3	1540.4 ± 1.0	0.63
262	Выборгит		5	1539.4 ± 1.3	0.33
B-74	Питерлит		4	1537.9 ± 2.2	0.53
1534	Кр/з Bi-гранит		3	1538.7 ± 0.6	0.74
C-341-5	То же		3	1538.4 ± 1.4	0.03
14-1*	Li-F-гранит		5	1538.0 ± 0.8	0.49
8-210**	Питерлит	Четвертый	7	1535.3 ± 1.0	0.60
			2	1534.0 ± 4.4	0.22
			2	1534.9 ± 1.7	0.38
			4	1535.3 ± 1.3	0.85
			3	1535.3 ± 1.5	0.52
8-165	» »		4	1535.1 ± 1.5	0.88
1536	Кр/з Bi-гранит		3	1535.0 ± 2.0	0.68
2002	М/з Bi-гранит		8	1535.4 ± 1.5	0.27
«А»	Высоко-Al габбро	Пятый	3	1530.6 ± 0.7	0.48
16709	Кр/з Bi-Amph гранит	Шестой	4	1529.9 ± 0.6	0.85

* Монацит.

** Две генерации циркона: ядра кристаллов и коричневые кристаллы — циркон I, концы кристаллов и бесцветные — циркон II.

сколько миллионов лет, в состав которых входят интрузивные фазы геохимически примитивных типов гранитоидов, значимо различающихся по возрасту, требует повторяющихся событий магмогенерации.

Анализ полученных геохронологических данных свидетельствует о том, что стройная картина эволюции магматизма Салминского батолита (Хазов, 1973; Великославинский и др., 1978, и др.), основанная на представлениях об одноактном внедрении некоей родоначальной магмы и ее последующей эволюции по единому тренду дифференциации от пород габбро-анортозитового комплекса через кварцевые сиениты и биотит-амфиболовые граниты (выборгиты и питерлиты) к биотитовым гранитам и, наконец, к поздним Li-F гранитам, не соответствует действительности. Реальная картина значительно сложнее. В Салминском батолите в настоящее время можно выделить по крайней мере шесть различных по возрасту эпизодов магматической активности (табл. 19), которые укладываются в возраст-

ной интервал 17 млн лет: 1) 1547 млн лет — анортозиты, габбронориты, йотуниты и монцониты Салминского массива; 2) 1543 млн лет — кварцевые сиениты из зоны сочленения Салминского и Улялегского массивов; 3) 1541—1538 млн лет — выборгиты, питерлиты, биотитовые граниты и Li-F граниты центральной и северо-западной частей Салминского массива; 4) 1535 млн лет — питерлиты и биотитовые граниты юго-западной и северной частей Салминского массива; 5) 1531 млн лет — высокоглиноземистые оливиновые габбро Салминского массива; 6) 1530 млн лет — биотит-амфиболовые граниты Улялегского сателлита. При этом выделяются два магматических импульса магм мафитового состава и четыре импульса внедрения примитивных гранитоидных магм (см. рис. 14). Последние импульсы внедрения мафитовых и кислых магм практически совпадают по времени. Интервалы между магматическими импульсами фельзических магм составляют 3.5—5.0 млн лет. Длительность магматических эпизодов, включающих в себя формирование как примитивных гранитов главных фаз (выборгиты, питерлиты и др.), так и более дифференцированных биотитовых гранитов, лейкогранитов и Li-F гранитов, достигает 2.5 млн лет. Полученные данные о формировании батолита в результате дискретных импульсов внедрения мафических и фельзических магм хорошо согласуются с результатами полевых исследований (Свириденко, 1968), в ходе которых было установлено неодноактное внедрение примитивных магм гранитов рапакиви.

Исходя из всего вышесказанного, можно полагать, что породы Салминского батолита кристаллизовались из многочисленных порций магм, продуцированных в течение сравнительно длительного периода времени. Установленная хронология магматического внедрения, по-видимому, может аппроксимировать хронологию эволюции магматических источников. Исходя из всех имеющихся на настоящее время моделей формирования внутриплитных бимодальных магматических комплексов, к которым относится и Салминский батолит, гранитоидная магма в них всегда выступает в качестве вторичного продукта деятельности мафических мантийных магм. Она может быть образована либо в результате фракционирования этих магм, либо анатектического корового плавления за счет тепловой энергии мантийных магм, либо совместного действия этих процессов. Соответственно каждый импульс фельзической магмы является следствием импульса мафической магмы. На одновременность существования этих магм указывают как геохронологические данные, так и проявленные в наиболее примитивных гранитах рапакиви процессы гибридизма. Таким образом, выявляемая дискретность магматизма отражает дискретное поведение мантийного источника.

Выявляемый в пределах батолита ряд гранитоидов представляет собой не отдельные стадии эволюции единого расплава, как это полагалось ранее, а отражение периодически повторяющихся импульсов внедрения гранитов рапакиви, каждый из которых может сопровождаться своей более «продвинутой» серией гранитов (вплоть до Li-F гранитов), образующихся в ходе различных процессов дифференциации. Длительность существования индивидуальных магматических камер, в ходе эволюции которых формируются подобные серии гранитов, по-видимому, не превышает 2.5 млн лет.

Выборгский батолит

Выборгский батолит также является хорошо геохронологически изученным массивом (Vaasjoki et al., 1991, 1993; Suominen, 1991; Alviola et al., 1999; Rämö et al., 1999). Длительность его формирования значительно больше, чем Салминского батолита, и составляет около 50 млн лет (рис. 55). Наибольший возрастной интервал установлен для роев даек, ассоциирующих с батолитом, — 1665—1615 млн лет. Дайки диабазов внедрялись в течение трех импульсов: 1665, 1645 и 1635 млн

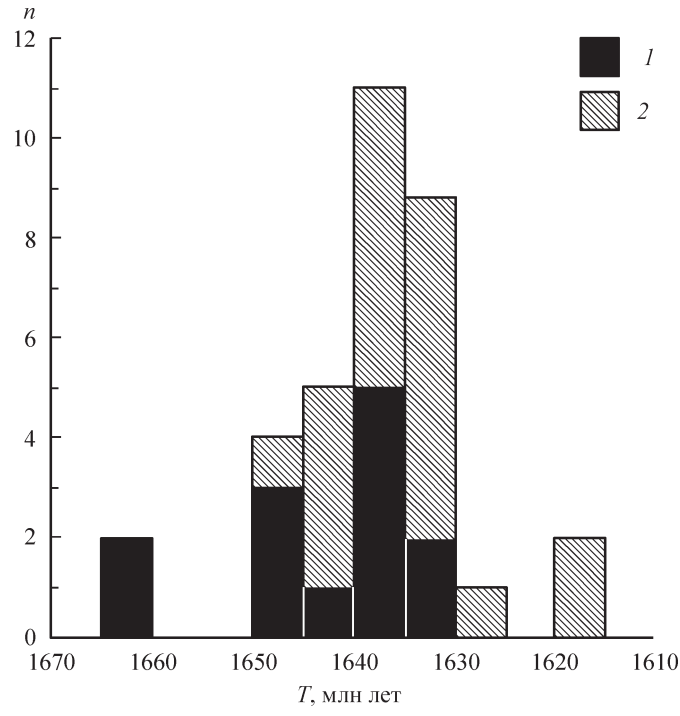


Рис. 55. Длительность формирования Выборгского батолита и ассоциирующих дайковых роев Хаме и Йоутса. По: Vaasjoki et al. (1991); Vaasjoki (1999); Rämö et al. (1999). Использованы исключительно U-Pb геохронологические данные по цирконам (ID TIMS).

1 — мафические породы (анортозиты, габброиды, дайки диабазов); *2* — гранитоиды (различные граниты рапакиви и дайки кварцевых порфиров).

лет; дайки кварцевых порфиров были интрудированы позже в результате двух импульсов: 1635 и 1615 млн лет. Главная фаза магматической активности падает на интервал 1650—1625 млн лет. Выборгский батолит, так же как и Салминский, был сформирован в ходе внедрения нескольких порций примитивных гранитных магм. Дискретный характер внедрения фиксируется и для пород габбро-анортозитового комплекса: 1645—1642, 1637 и 1633 млн лет. Геохронологические данные подтверждают геолого-структурные наблюдения Р. З. Левковского (1975), свидетельствующие о формировании Выборгского батолита в результате неоднократного внедрения близких по составу первичных магм гранитов рапакиви. Бимодальная вулканическая серия Хогланд имеет возраст 1638±4 млн лет (Belyaev et al., 1996а), соответствующий последнему импульсу внедрения даек диабазов и первому импульсу внедрения кварцевых порфиров.

Коростеньский батолит

Современные геохронологические данные (Щербак и др., 1989; Щербак, Пономаренко, 2000; Amelin et al., 1994; Verkhoglyad, Skobelev, 1995) говорят о том, что Коростеньский батолит вместе с комагматичными вулканитами Овручского, Белокоровичского и Вильчанского грабенов представляет единую вулканоплутоническую ассоциацию, формирование которой происходило в течение достаточно продолжительного интервала времени — 1790—1745 млн лет. В настоящее время можно выделить пять стадий его формирования (рис. 56). С первой из

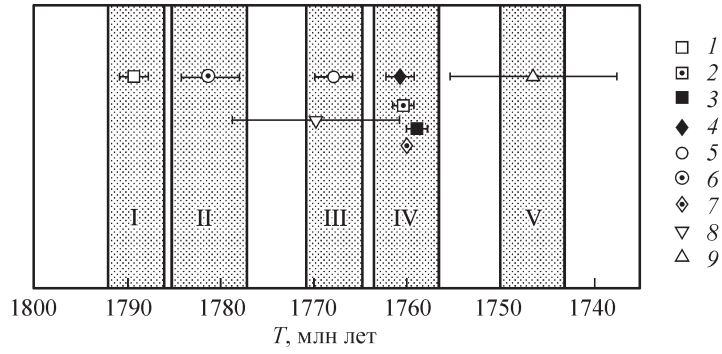


Рис. 56. Длительность формирования Коростеньского батолита и ассоциирующих вулканитов Оснинского прогиба, Украинский щит. По: Щербак и др. (1989); Amelin et al. (1994). Использованы исключительно U-Pb геохронологические данные по цирконам (ID TIMS).

1 — анортозит; *2* — габброанортозит; *3* — габбронорит; *4* — дайка диабаза; *5* — гранит рапакиви; *6* — гранит-порфир (эндоконтактовая фация); *7* — топазсодержащий Li-F гранит (лезниковский и пержанский комплексы); *8—9* — вулканические породы (кварцевые порфиры): *8* — вильчанская толща, *9* — нижнезбраньковская свита. I—V — стадии формирования.

них связано формирование раннего анортозитового комплекса — 1789 млн лет. Ранние граниты рапакиви были образованы в ходе второй стадии — 1781 млн лет. С третьей стадией (1765—1770 млн лет) связано формирование основной массы гранитов рапакиви батолита. С ней же сопряжено излияние вулканитов Вильчанского грабена (1770 млн лет). В четвертую стадию (1758—1761 млн лет) происходило внедрение позднего габбро-анортозитового комплекса и диабазовых даек, мелкоовоидных гранитов рапакиви, Li-F гранитов лезниковского типа и редкометалльных гранитов пержанского типа. С последней стадией связано формирование вулканогено-осадочной толщи Овручского грабена (~ 1745 млн лет).

Таким образом, для Коростеньского батолита, так же как и для анортозит-рапакивигранитных плутонов Балтийского щита, характерна длительность формирования (~ 45 млн лет) в результате многоактного внедрения порций мафических и фельзических магм.

Мазурский батолит

Длительная история становления характерна также и для Мазурского батолита, расположенного в южной части Фенноскандинавского тектонического домена. Судя по полученным данным (Dörr et al., 2002), батолит был сформирован в ходе по крайней мере четырех магматических импульсов, а длительность его формирования превышает 20 млн лет (1523—1503 млн лет).

Плутон Роголанд

Плутон Роголанд расположен в Свеконорвежской зоне, на западе Балтийского щита, и является типичным представителем массивов анортозит-чарнокитового типа. Плутон сформировался в интервале 931—920 млн лет (Schärer et al., 1996), причем наиболее древний возраст (931 ± 2 млн лет) был получен для циркона, выделенного из мегакрист ортопироксена, наиболее ранних минеральных фаз, кристаллизация которых происходила в магматической камере на глубинах нижняя кора—верхняя мантия.

Таким образом, анализ вышеприведенных данных свидетельствует о том, что все плутоны рассматриваемой магматической ассоциации имеют композитное строение, состоят из серии более мелких массивов и сателлитов с конкретной

индивидуальной эволюцией для каждого тела. Такое же композитное строение типично и для крупных тел автономных анортозитов (Aswal, 1993). Формирование батолитов происходило в дискретном режиме с интервалами между магматическими импульсами в 2—5 и до 10 млн лет. Охлаждение и кристаллизация магм, а также рост циркона в гранитах рапакиви сопоставимы с точностью датирования — около ± 1—2 млн лет. Кристаллизация основных магм протекает значительно быстрее (Hawkesworth et al., 2004). Геохронологические и геологические данные, такие как минглинг и миксинг, свидетельствуют, по крайней мере, о когенетичности базитовых и гранитных пород внутри рассматриваемых ассоциаций. Дискретность рассматриваемого магматизма, вероятнее всего, отражает пульсационную эволюцию сублитосферного мантийного источника. Длительность существования магматических систем, вероятнее всего, обусловлена энергетическим потенциалом такого источника. Намечается зависимость между длительностью формирования батолитов и их размерами, которая подтверждается следующим рядом (числитель означает длительность формирования батолита в миллионах лет, а знаменатель — его площадь): Выборгский (50/30 000) → Найн (50/19 000) → Коростеньский (40—45/12 000) → Салминский (17/5000) → Роголанд (11/4000).

2.2. Анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная ассоциация

Улкан-Джугджурская ассоциация

Геохронологические исследования (ID TIMS и SHRIMP), проведенные для различных пород этой ассоциации, приведены в табл. 20, на рис. 27 и во многих работах (Неймарк и др., 1992а, 1992б; Ларин и др., 2002а; Larin et al., 1997; Ларин, 2008, 2009).

Прежде всего хотелось бы отметить, что представления о продолжительности кристаллизации гранитов, развиваемые в предыдущем разделе о Салминском батолите, в равной мере применимы и к фельзическим породам рассматриваемого комплекса в силу их близости как по составу, так и по условиям формирования. Одновременное существование кислых и основных магм в рассматриваемом комплексе фиксируется как по широко проявленным явлениям гибридизма (минглинг и миксинг) в примитивных гранитах обоих массивов, так и по совпадению возрастов габбродиабазов гекунданского комплекса (1718 млн лет) и субщелочных гранитов Северо-Учурского массива (1721—1716 млн лет). Характерно также одновременное существование кислых агпаитовых и плюмазитовых магм, связанных, как это будет показано ниже (гл. 3), с различными источниками: мантийным и существенно коровым. В амундалинском вулканогенно-экструзивном комплексе это проявляется в переслаивании лав комендитов и онгориолитов, а в Северо-Учурском массиве на это указывает широкое распространение гиперсольвусных субщелочных гранитов, обычно образующихся при смешении этих двух типов магм (см.: Kinnaird, Bowden, 1991).

Анализ геологических и геохронологических данных позволяет выделить три основные стадии формирования улкан-джугджурского комплекса. Каждая стадия начинается с основного магматизма, за которым следует формирование кислых пород и поздних мафитовых даек. Завершаются стадии общим воздыманием и формированием кор выветривания. Последняя стадия проявлена редуцированно — в ней отсутствует кислый магматизм. Общая длительность формирования комплекса составляет как минимум 30 млн лет.

Таблица 20

Возраст, определенный U-Pb методом, пород Улкан-Джугджурской магматической ассоциации

Номер образца	Порода	Комплекс, серия	Массив, свита	Возраст, млн лет
Л-615	Анортозит	Джугджурский	Геранский	1736 ± 6
АБ-61	Bi-Amph гранит		Южно-Учурский	1727 ± 6
Л-644	Трахириолит	Улканская	Элгэтэйская	1720 ± 2.5
83500	Габбродиабаз	Гекунданский		1718.3 ± 1.0
Л-720	Гр/з Bi-гранит (I фаза)	Улканский	Северо-Учурский	1720.8 ± 1.0
ОС-160	М/з Bi-гранит (II фаза)		То же	1725.8 ± 2.5
Л-717-2а*	Щелочной гранит (III фаза)		» »	1704.6 ± 4.7

* SHRIMP (ВСЕГЕИ).

Первая стадия (11 млн лет) — становление гигантских интрузий автономных анортозитов джугджурского комплекса (1736 млн лет) и последующее внедрение гранитов рапакиви Южно-Учурского массива (1727 млн лет). В ходе этой стадии имело место воздымание, в результате которого анортозиты, становление которых происходило на глубинах 18—20 км (Богданова, 1984), а также граниты рапакиви были выведены на эрозионную поверхность (Гурьянов, 2007) за время менее чем 15 млн лет.

Вторая стадия (16 млн лет) начинается с отложения высокозрелых осадков на пенепленезированой поверхности, которое сменяется небольшим воздыманием территории, интенсивным вулканизмом (1720 млн лет) и внедрением гипабиссальных гранитов Северо-Учурского массива (1721—1705 млн лет), с последующим выведением их на эрозионный уровень и излияниями комендитов и онгориолитов амундалинского комплекса.

Продолжительность последней стадии, в ходе которой были образованы породы уянской серии (1670 ± 40 млн лет), неизвестна. Характерной особенностью улкан-джугджурского комплекса является последовательное латеральное смещение эпицентров магматизма во времени (см. рис. 25, I). В направлении с юга на север субщелочные анортозиты и гранитоиды первой стадии сменяются вулканоплутоническим комплексом пород второй стадии, для которых типичны щелочные граниты и базальты переходного типа — между щелочными и субщелочными. Далее всех на север продвинуты наиболее примитивные толеитовые базальты третьей стадии. Наиболее вероятным объяснением подобной магматической зональности является динамическая эволюция мантийного плюма в ходе его подъема через реологически стратифицированную мантию. Более подробно этот вопрос будет освящен в гл. 4.

Комплекс Найн

Этот комплекс, расположенный в пределах провинции Найн, в южном обрамлении Северо-Американского кратона. Его формирование также происходило в дискретном режиме в возрастном интервале 1343—1290 млн лет (Hamilton et al., 1994; Amelin et al., 1999; Ryan, 2000). Интервалы между эпизодами магматической активности составляли 2—10 млн лет (Hamilton et al., 1994). Длительность кристаллизации мафических пород комплекса оценивается в ≤ 1 млн лет (Morse,

1996; Amelin et al., 1999). Завершается магматизм комплекса внедрением даек высокожелезистых диабазов. В отличие от Улкан-Джугджурской ассоциации, где щелочные граниты и вулканиты завершают развитие кислого магматизма, в комплексе Найн щелочногранитный магматизм развивался в дискретном режиме на протяжении всего периода формирования этого комплекса. Выделяются по крайней мере три импульса этого магматизма: 1337, 1327 и 1289 млн лет (Miller et al., 1997).

2.3. Габбро-рапакивигранит-фоидитовая ассоциация

Единственным объектом этого типа является Бердяушский массив. Ранее проводившиеся геохронологические исследования с использованием U-Pb метода по цирконам и Rb-Sr изохронного метода по породе в целом (Краснобаев и др., 1984, 1986) установили практическую одновозрастность (1350 ± 10 млн лет) всех трех главных групп магматических пород массива: гранитов рапакиви, габброидов и щелочных пород. Однако проведенные в последние годы U-Pb геохронологические исследования (SHRIMP и ID TIMS) показали, что длительность формирования даже такого сравнительно небольшого массива составляет около 30 млн лет. Наиболее ранними магматическими образованиями массива являются габброиды — 1389 ± 28 млн лет (Ронкин и др., 2007). Практически такой же возраст, но с меньшей погрешностью был получен для цирконов из мафических инклавов II типа — 1382 ± 3 млн лет (Belyaev et al., 1996б). В формировании гранитов рапакиви отчетливо выделяются два импульса: 1370 ± 5 (Ронкин и др., 2007) и 1353 ± 5 млн лет (Belyaev et al., 1996б). Щелочные породы (1368 ± 6 млн лет; Синдерн и др., 2003) были сформированы между двумя импульсами внедрения гранитов рапакиви.

Таким образом, можно констатировать, что Бердяушский массив был сформирован в интервале 1382—1353 млн лет и, что все три группы пород массива — граниты, габброиды и щелочные породы — представляют собой когенетичные образования, входящие в единую магматическую ассоциацию. Формирование массива было связано с магматической эволюцией одновременно существующих разноглубинных очагов основных, кислых и щелочных магм. Для него, так же как и для магматических комплексов двух вышерассмотренных ассоциаций, характерно формирование в дискретном режиме, в условиях длительно существовавшей сложноорганизованной магматической системы. Общая последовательность магматических событий, приведших к образованию Бердяушского массива, может быть представлена в виде возрастного ряда: габброиды (1382 млн лет) → граниты рапакиви-I (1370 млн лет) → щелочные породы (1368 млн лет) → граниты рапакиви-II (1353 млн лет).

Магматическое событие с возрастом около 1.38 млрд лет — внедрение ранних базитовых фаз Бердяушского массива, по-видимому, имеет для Южного Урала региональный характер. Такой же возраст был установлен для габброидов, комагматичных рифтогенным базальтам машакской свиты (Ронкин и др., 2006), и для Главной дайки габбро Бакальского рудного поля (Ernst et al., 2006). Вероятно, это событие знаменует собой начало среднерифейского континентального рифтогенеза.

2.4. Рапакивигранит-шошонитовая ассоциация

Южно-Сибирский магматический пояс

Геохронологические исследования (Неймарк и др., 1990а, 1991, 1993а, 1998; Бибикова и др., 1993; Ларин и др., 2000, 2002б, 2003а, 2006б, 2009а; Левицкий и др., 2002, 2003; Диденко и др., 2003а, 2003б; Донская и др., 2002, 2003, 2005, 2008; Ножкин и др., 2003; Сальникова и др., 2003; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2005) показывают, что формирование гигантской структуры этого пояса, который протягивается по юго-западному обрамлению Сибирского кратона более чем на 2500 км, от Ангаро-Канской глыбы Енисейского Кряжа до Олёкминского террейна Алдано-Станового щита (рис. 23, *б*, 46), занимает максимум 40 млн лет. При этом с востока на запад происходит закономерное омоложение пояса. Наиболее древние магматические комплексы характерны для его восточного сегмента — граниты кодарского комплекса (1876—1873 млн лет), расслоенные интрузии чинейского комплекса (1867 млн лет) и лампроиты ханинского комплекса (~ 1870 млн лет), а наиболее молодые — для западного сегмента — граниты таракского комплекса (1837 млн лет).

Рассмотрим вопрос о длительности формирования Южно-Сибирского пояса в восточном его сегменте, геохронологически и геологически более изученном. Наиболее ранние орогенические магматические комплексы представлены островодужными гранитоидами (2020 млн лет; I- и M-типы) чуйского комплекса и коллизионными гранитами (1906—1895 млн лет) ничатского и куандинского комплексов (табл. 21). К Южно-Сибирскому поясу в этом регионе отнесены образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (1878—1854 млн лет) и граниты чуйско-кодарского комплекса (1846 млн лет). Таким образом, общая длительность формирования магматического пояса в этой его части в среднем составляет немногим более 30 млн лет. Длительность формирования Северо-Байкальского пояса, самой крупной тектонической структуры Южно-Сибирского магматического пояса, мощность вулканогенно-осадочной толщи которого составляет более 4 км, еще меньше — 25 млн лет. Длительность формирования отдельных плутонов, в том числе и Приморского батолита гранитов рапакиви, неизвестна, но очевидно, что она меньше длительности формирования пояса в данной его части, т. е. < 20 млн лет. Абсолютно такая же длительность формирования (~ 40 млн лет) присуща и магматическому поясу Плурисериал-Рибейра в Бразилии, неопротерозойскому аналогу Южно-Сибирского пояса. Формирование этого, также весьма протяженного (1700 км), пояса происходило в возрастном интервале между 620 и 580 млн лет (Wernick, Menezes, 2001). Таким образом, длительность формирования магматических комплексов рапакивигранит-шошонитовой ассоциации в целом соизмерима с длительностью формирования конкретных комплексов (плутонов) остальных рапакивигранитсодержащих ассоциаций или несколько меньше.

2.5. Факторы, определяющие длительность и дискретность существования рапакивигранитных магматических систем

Анализ длительности формирования различных рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций и конкретных плутонов показывает, что она в пределах конкретных кратонов меняется и зачастую весьма существенно. Максимальна она для АМЧРГ-ассоциации и может достигать 500 млн лет. Поразительна также устойчивость состава плутонов этой ассоциации на громадных пространствах

Таблица 21

Последовательность тектонических событий в раннем протерозое северной части Байкальской складчатой области и западной части Алданского щита

Северная часть Байкальской складчатой области	Чара-Олёкминский блок Алданского щита (западная часть)
Южно-Сибирский магматический пояс	
Постколлизионные тектонические события и магматические комплексы	
1846 ± 8 млн лет ***Чуйско-кодарский комплекс*** калиевых гранитов S-типа (Кевактинский массив)	
1853 ± 5 млн лет ***Татарниковский комплекс*** чарнокитов (А-тип гранитов)	
1854 ± 5—1878 ± 4 млн лет ***Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс*** (магматические породы шошонитовой, высоко- и среднекалиевой известково-щелочной серий, гранитоиды А-типа)	1867 ± 3 млн лет ***Чинейский комплекс*** мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий 1873 ± 2—1876 ± 4 млн лет ***Кодарский комплекс*** рапакивиподобных гранитов А-типа ~1870 млн лет ***Ханинский рой*** даек лампроитов
Синколлизионные тектонические события и магматические комплексы	
1906 ± 4 млн лет ***Ничатский комплекс*** высокоглиноземистых гранитов S-типа	
	1891 ± 7 млн лет ***Куандинский комплекс*** реоморфических гранитов (диапир-плутоны) 1895 ± 4 млн лет Метаморфизм амфиболитовой фации и ультраметаморфизм
Субдукционные магматические комплексы	
2020 ± 12 млн. лет ***Чуйский комплекс*** диоритов, гранодиоритов и гранитов (М-, I-типов)	
Формирование пассивной континентальной окраины	
	2066 ± 6 млн лет ***Катугинский комплекс*** щелочных гранитов (А-тип гранитов) <2.18 и > 2.07 млрд лет Эпикратонные впадины удоканского типа

и на протяжении длительных отрезков времени. Например, для западной части Восточно-Европейской платформы в возрастном интервале 1.79—1.47 млрд лет формировались плутоны исключительно анортозит-рапакивигранитного типа. Внедрение этих интрузий происходило в течение четырех магматических импульсов: 1.79—1.74, 1.66—1.62, 1.58—1.56 и 1.55—1.47 млрд лет. Общая длительность формирования этой ассоциации несопоставимо велика по сравнению с типичными внутриплитными магматическими образованиями, такими как LIP. Близкая картина наблюдается и для АМРГЩГ-ассоциации. К примеру, в южной части Канадского щита формирование этой ассоциации происходило в интервале 1.34—1.10 млрд лет, в ходе трех основных магматических импульсов первого порядка: 1.34—1.29, 1.24 и 1.10 млрд лет.

Реже имеем обратную картину, когда на громадной площади наблюдается одинаковый или геохимически близкий тип магматизма, проявившийся в течение относительно короткого возрастного интервала. Например, восточную часть Сибирской платформы рассекает Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс (1.74—1.70 млрд лет) АМРГЩГ-ассоциации, а в юго-западной ее части присутствуют идентичные по возрасту интрузии анорогенных субщелочных гранитов А-типа (см. рис. 23, *б*). Это чарнокиты кузеевского комплекса — 1734 млн лет (Бибикова и др., 2001) и мегапорфировые граниты Таракского массива — 1746 млн лет (Ножкин и др., 2006) в Ангаро-Канской глыбе и граниты подпорогского комплекса — 1747 млн лет (Туркина и др., 2003) в Бирюсинской глыбе. РГШ-ассоциация образует протяженные пояса, длительность формирования которых также невелика (до 40 млн лет). Для таких поясов характерно закономерное однонаправленное изменение возраста магматизма. Соответственно длительность формирования конкретных сечений таких поясов еще меньше — до 20—30 млн лет. Подобные различия в длительности формирования различных магматических ассоциаций, содержащих граниты рапакиви, вероятнее всего, отражают некоторые различия в геодинамических условиях их формирования (см. гл. 4).

Длительность формирования индивидуальных батолитов для всех рассматриваемых магматических ассоциаций достаточно велика. Она значительно выше, чем для LIP или для большинства щелочных и щелочногранитных интрузий. В то же время она практически совпадает с длительностью формирования палеорифтов. По данным Л. И. Лобковского и др. (2004), длительность их формирования сопоставима независимо от возраста и составляет 10—50 млн лет. Дискретность формирования проявляется в том, что каждый батолит образован в ходе неоднократных импульсов внедрения мафических и фельзических магм, причем интервалы между этими импульсами могут варьировать от 2—5 до 10 млн лет. Длительность существования магматических камер, по-видимому, не превышает первых миллионов лет, а длительность кристаллизации магм конкретных интрузивных фаз меньше, чем точность датирования, ± 1—2 млн лет. Практически все батолиты этих ассоциаций (особенно крупные) имеют сложное строение и состоят из серии более мелких плутонов, каждый из которых может иметь индивидуальную линию эволюции от примитивных до высокофракционированных составов. Рои даек, с ними ассоциирующие, как правило, имеют максимальный возрастной диапазон формирования. В общем случае магматизм начинается с наиболее геохимически примитивных даек базитов, ими же, как правило, и заканчивается. Максимумы гранитоидного магматизма попадают на средние стадии развития магматической системы.

Совершенно очевидно, что энергетическим источником, приводящим к формированию мафических и фельзических первичных магм, является вещество горячей сублитосферной мантии. Бóльшая часть внутриконтинентального ос-

новного магматизма происходит за счет адиабатического апвеллинга мантийного материала, который может быть обусловлен литосферным растяжением или же мантийными плюмами (Watson, McKenzie, 1993). Роль адиабатической декомпрессии литосферной мантии в генезисе базитовых магм, как правило, невелика (Farmer, 2003). Маловероятно, чтобы этот процесс в чистом виде мог привести к столь объемному, длительному и пульсационному магматизму. Поэтому дискретность магматизма, вероятнее всего, отражает эволюцию сублитосферного мантийного источника. Длительность существования рассматриваемых магматических систем, вероятно, обусловлена энергетическим потенциалом такого источника, что находит свое отражение в корреляции длительности формирования батолитов и их размеров. Дискретность магматизма, вероятнее всего, отражает пульсационную эволюцию такого источника. Мантийный источник, с которым связан рассматриваемый магматизм, является значительно более мелким и более медленно развивающимся по сравнению с процессами магмогенерации в мантийных суперплюмах, продуцирующих трапповый магматизм.

Нельзя исключать также того, что длительность существования магматических систем подобного рода обусловлена термальным и реологическим состоянием нижней коры в регионах, претерпевших перед этим орогению. В таких областях нижняя кора длительное время сохраняет высокую пластичность и высокие температуры. Практически все комплексы рассматриваемого типа локализованы в протерозойских складчатых поясах и реже в архейских структурах, претерпевших мощную протерозойскую реактивацию. Как правило, возрастной интервал между магматическим событием и предшествующей орогенией не превышает 300 млн лет. Разогретая и пластичная нижняя кора являлась своеобразным экраном, препятствовавшим свободному проникновению базитовых магм в верхнекоровые уровни. Такое «подпруживание» могло создавать благоприятные условия для длительного мантийно-корового взаимодействия, в ходе которого продуцировались большие объемы фельзических магм, а длительные процессы дифференциации базитовых магм и их контаминация нижнекоровым материалом способствовали возникновению высокоглиноземистых магм — родоначальных магм автономных анортозитов (Emslie et al., 1994; Ashwal, 1993). Способствующим фактором могло быть также понижение средней плотности разогретой и частично расплавленной коры; последняя могла уменьшать среднюю скорость, с которой мафические магмы проникают через кору, предоставляя им больше времени для взаимодействия с веществом коры (Perry et al., 1987; Huppert, Sparks, 1985). В таком случае необходимым условием для образования родоначальных магм гранитов рапакиви (роль корового компонента в генезисе этих магм подробно обсуждается в следующем разделе) будет сложение тепловой энергии двух источников — базальтового андерплейта и нижней коры, сохранившегося от предшествующего орогенического события. По мере увеличения возрастного интервала между предшествующим орогенезом и рассматриваемым внутриплитным событием роль гранитного компонента снижается вплоть до полного исчезновения. Так, например, в Свекофеннской зоне Балтийского щита последние интрузии анортозит-рапакивигранитного типа были сформированы 1.52—1.47 млрд лет назад, причем от более ранних батолитов они отличаются меньшими размерами с несколько большей пропорцией пород основного состава. Следующее внутриплитное событие, йотнийское (1.46 млрд лет), проявилось почти исключительно в виде лавовых покровов и интрузий основных пород. Тот факт, что развитие магматизма конкретного батолита или комплекса в общем случае начинается дайками основных пород, указывает на некий инкубационный период, необходимый для генерации гранитоидных магм. В Выборгском батолите

этот период достигает 20 млн лет. В течение этого периода в результате неоднократных импульсов базальтовых магм и их андерплейтинга и интерплейтинга создавались необходимые термодинамические условия для начала объемного выплавления фельзических магм.

Отсутствие или очень слабое развитие кислого магматизма в LIP, несмотря на мощный энергетический потенциал мантийного источника, вероятно, обусловлено двумя основными факторами. Во-первых, динамикой процесса в LIP геологические процессы относятся к быстрым, а для образования гранитных магм, особенно в результате корового плавления, требуется время. Во-вторых, термальное и реологическое состояние нижней коры не способствовало формированию больших объемов фельзических магм. Как правило, магматизм этого типа проявляется в древних кратонах и интервал между соответствующим внутриплитным магматическим событием и предшествующей орогенией составляет значительно больше 300 млн лет.

Глава 3

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАПАКИВИГРАНИТСОДЕРЖАЩИХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Граниты рапакиви, как уже было показано выше, принадлежат к А-типу и практически везде и всегда ассоциируют с мафическими породами, имеющими мантийное происхождение. Большинством исследователей генезис субщелочных гранитов А-типа рассматривается исключительно в связи с базитовым магматизмом. При этом связи кислых и базитовых магм ограничиваются тремя вариантами: 1) базитовые магмы — источник тепла для плавления коровых пород; 2) кислые магмы, образующиеся в ходе фракционирования базитовых магм; 3) комбинированная модель, с привлечением мантийного и корового источников.

Не менее важным является также вопрос об источниках основных пород рассматриваемых ассоциаций. Согласно существующим представлениям, имеют место два основных варианта — литосферная мантия и сублитосферная (астеносферная, или плюмовая). Возможен также вариант смешанного источника. Кроме того, для внутриконтинентальных базитов практически всегда важную роль играют процессы коровой контаминации. Различить по геохимическим и изотопным характеристикам базальты, отделенные от литосферной мантии, и контаминированные коровым веществом базальты, отделенные от сублитосферной мантии, как правило, нелегко (Hofmann, 1997, 2003).

Что касается автономных анортозитов, то наиболее важными проблемами в генезисе этих пород является вопрос об источниках, происхождение родоначальных магм и их дальнейшая эволюция, а также связь с ассоциирующими гранитоидами, в том числе и гранитами рапакиви. В настоящее время существуют два основных сценария генезиса анортозитов, если, конечно, отбросить такие экзотичные, а к настоящему времени безнадежно устаревшие гипотезы, как метаморфическая (Ramberg, 1948), метасоматическая (Michot, 1955) или анатексис иллитовых глин (Winkler, von Platen, 1960): 1) фракционная кристаллизация мантийных расплавов, претерпевших существенную коровую контаминацию (Emslie, 1978, 1985; Emslie et al., 1994; Demaiffe et al., 1986; Menuge, 1988; Wiebe, 1990; Ashwal et al., 1986; Ashwal, 1993; Amelin et al., 2000; Scoates, Mitchell, 2000; Ларин и др., 2002а), и 2) отделение первичных магм от нижней континентальной коры в ходе переплавления габброидных пород (Duchesne et al., 1985; Schärer et al., 1996; Bolle et al., 2003). Однако, как отмечает Л. Д. Ашвэл (Ashwal, 1993), большинство исследователей в настоящее время придерживаются точки зрения о мантийном происхождении анортозитов; расхождения существуют главным образом по вопросу о характере источника — деплетированная или обогащенная мантия. Многие авторы (DePaolo, 1988; Neymark et al., 1994; Icenhover et al., 1998; Amelin et al., 2000; Scoates, Chamberlain, 2003; Ларин и др., 2002а) считают, что

формирование первичных магм анортозитов происходило при плавлении метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантии или головы плюма с последующей контаминацией нижнекоровым веществом и фракционированием в магматической камере. Однако некоторые из исследователей рассматривают в качестве основного источника деплетированную мантию (Ashwal, Wooden, 1985).

Не существует также единства взглядов и по вопросу о природе первичных примитивных магм, которые могли дать начало анортозитовому комплексу. Предлагаются два основных варианта — оливиновые толеиты (Emslie, 1978, 1980) и пикриты (Sparks, 1986). Существует также полемика относительно родоначальной магмы анортозитов: является ли она «гиперполевошпатовой» (Wiebe, 1980, 1990) или же анортозиты кристаллизовались из относительно «нормальной» базальтовой жидкости (Emslie, 1980), а может быть, это некая уникальная родоначальная магма (Duchesne, 1984)?

С гранитами рапакиви, которые относятся к субщелочной серии, иногда ассоциируют щелочные граниты (АМРГЩГ-ассоциация). Поскольку как и те, так и другие граниты относятся, А-типу, имеет смысл рассматривать их генезис в широком контексте того, что известно о петрогенезисе гранитов А-типа в целом. С учетом того что родоначальные магмы как субщелочных, так и щелочных гранитов этого типа отличаются высокими температурами и «сухостью» (Anderson, 1983; Frost, Frost, 1997; Litvinovsky et al., 2002; Добрецов, 2003), целый ряд возможных петрогенетических моделей отпадает. При высоких температурах (> 900 °С) и средних или низких давлениях (< 5 кбар) любой потенциальный источник, содержащий водную фазу (слюды и амфиболы), будет подвергаться 100%-ному плавлению (Clemens, Vielzeuf, 1987). Таким образом, любой верхнекоровый источник как возможный протолит для гранитов А-типа исключается сразу.

Сначала рассмотрим существующие модели образования субщелочных гранитов А-типа, к которым принадлежат и граниты рапакиви.

А. Плавление фельзической коры

1. Фельзический гранулитовый источник, из которого при предшествующем парциальном плавлении уже был извлечен гранитный расплав (Collins et al., 1982). По мнению этих авторов, высокотемпературное плавление остаточного биотита производит сравнительно безводный расплав, содержащий растворенные галогены.

2. Тоналитовый до гранодиоритового источник метамагматического генезиса был предложен Дж. Андерсоном (Anderson, 1983). И. Хаапала и О. Т. Рамо (Haapala, Rämö, 1992) обосновали модель 20%-ного плавления гранодиоритового источника для гранитов рапакиви Финляндии. Р. Крейзер (Creaser et al., 1991) развил модель Андерсона и предложил модель мультистадийного плавления, где повторяющиеся процессы плавления ювенильного М-типа гранита могут продуцировать I-тип тоналитов, которые в свою очередь могут продуцировать K-обогащенные гранодиориты I-типа, а в конечном счете — А-граниты.

3. Тоналитовые гнейсы, деплетированные при предшествующем плавлении, могли плавиться при $P \sim 10$ кбар, $T > 900$°С и продуцировать фторсодержащие расплавы, близкие к гранитам А-типа (Skjerlie, Johnston, 1992).

4. Малоглубинный источник для А-гранитов был предложен на основании экспериментальных работ (Douce, Berd, 1995; Douce, 1997). Авторы показали, что дегидратационное плавление известково-щелочных гранитоидов на малоглубинных уровнях земной коры ($P \sim 4$ кбар и $T > 900$°С) может продуцировать расплав метглиноземистых гранитов А-типа.

Б. Отделение от толеитовых базальтов

1. А-граниты как остаточные магмы, сопровождавшие интенсивную фракционную кристаллизацию толеитовых базальтов (Loiselle, Wones, 1979; Weaver et al., 1992). Остаточные расплавы будут обладать соответствующими геохимическими характеристиками: высокими FeO*/(FeO*+MgO) отношениями, низкими значениями f_{H_2O} и очень низкими f_{O_2} (Frost et al., 1988). Этот механизм рассматривался как ответственный за формирование бушвельдских гранитов (Kleeman, Twist, 1989), гранофиров интрузии Скергаард и др.

2. Переплавление толеитового андерплейта и его дифференциатов (ферродиоритов) как вероятный источник для наиболее восстановленных А-гранитов (Frost, Frost, 1997). Эта модель близка к той, что предлагается для объяснения происхождения йелоустонских высокожелезистых риолитов (Hildreth et al., 1991). Породы толеитовой серии являются подходящим источником для восстановленных гранитов типа рапакиви, так как они имеют низкие f_{O_2} и f_{H_2O}, а «продвинутые» составы, близкие к ферродиориту, имеют обогащение по железу, характерное для данного типа гранитов.

В. Комбинированный толеитовый и фельзический коровый источник

1. Смешение кислых парциальных расплавов в нижней коре с внедряющейся базальтовой магмой и последующая кристаллизационная дифференциация гибридных расплавов (Barker et al., 1975; Foland, Allen, 1991; Poitrasson et al., 1995; Litvinovsky et al., 2002).

2. Близкий по времени базальтовый андерплейтинг, в котором гранитные компоненты из сильнофракционированного базальта были переплавлены вскоре после формирования и смешались с парциальным расплавом ранее существующей коры, формируя гранитную магму (DePaolo et al., 1992). Близкая модель была предложена для формирования гранитов рапакиви Южной Карелии (Larin et al., 1991; Neymark et al., 1991, 1994).

3. AFC-процесс в открытой системе. Базальтовая магма фракционирует и ассимилирует коровый материал (DePaolo, 1981, 1988; DePaolo et al., 1992).

4. Фенитизация нижней коры в региональном масштабе (Morogan, Martin, 1985). Нечто похожее было предложено ранее (Allen, Chappel, 1992; Lubala et al., 1994), и, согласно их представлениям, анатектическое плавление корового материала сопровождалось либо предварялось привносом в область магмогенерации LIL-элементов и летучих.

Для щелочных гранитов, так же как и для субщелочных, существуют три основные точки зрения на природу субстрата этих пород: 1) остаточные дифференциаты базитовых магм гаваитовой (Нур-нормативной) специфики, 2) коровый, 3) смешанный мантийно-коровый. Первая точка зрения является доминирующей, и ее придерживается большинство исследователей (Carmichael et al., 1974; Barberi et al., 1975; Fox, 1977; Bonin, 1996; Коваленко, 1977, и др.). Она основывается на том, что щелочные граниты как в океанических, так и в континентальных условиях обычно ассоциируют с мафическими породами, а нередко входят в ассоциации типа базит—щелочной гранит—фоидит. Особенно показательны в этом плане щелочные граниты и их вулканические аналоги на океанических островах. Здесь эти породы никогда не встречаются самостоятельно, а всегда приурочены к дифференцированным комплексам, где ассоциируют с умереннощелочными и нефелиннормативными базальтами. Эти щелочные граниты являются типичными представителями А-типа, для них также характерны высокие температуры ликвидуса (900—1050 °С), фугитивность кислорода, близкая к буферам FMQ и NNO, ненасыщенность водой. Совершенно естественно, что такой источник, как континентальная кора, для этого типа гранитов в этих условиях исключается.

В то же время многие исследователи отстаивают возможность формирования щелочных гранитов исключительно за счет корового вещества. Составы щелочных гранитов могут формироваться внутри низкокальциевых фельзических анатектических магм, если содержания F в них сравнительно низкое для дестабилизации раннего амфибола и выделения плагиоклаза как первой фазы фракционирования (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986). Раннее фракционирование плагиоклаза, по их представлениям, должно эффективно обеднять расплав кальцием и приводить в конечном счете к ранней кристаллизации щелочных полевых шпатов и как следствие — к увеличению Na/K-отношения магмы, гиперсольвусным условиям и щелочному тренду эволюции расплава. Важным также могут быть отношение F/Cl в протолите и пути изменения этого отношения в течение магматической эволюции. Системы с высоким F/Cl могут давать в итоге субщелочные породы, а те, в которых это отношение низкое, дают остаточные жидкости щелочногранитного состава (Christiansen et al., 1983).

Сложные источники были предложены целым рядом авторов для ассоциаций субщелочных и щелочных гранитов. Так, например, для батолита Пайкс-Пик в Колорадо Ф. Баркер и др. (Barker et al., 1975, 1976) предложили мультистадийную модель «реакционного плавления», согласно которой все гранитоиды являются производными мантийной базитовой магмы, неоднократно реагирующей с коровым веществом на различных уровнях глубинности (процесс AFC). К. Д. Коллерсон (Collerson, 1982) представил близкую модель для объяснения происхождения ассоциирующих щелочных и субщелочных гранитов Лабрадора, заключив, что щелочные граниты представляют собой фракционаты коровоконтаминированной мантийной мафической магмы, а субщелочные являются чисто коровыми. Близкая трактовка была предложена для А-гранитного комплекса Топсайлс (Ньюфаунленд). Граниты этого комплекса рассматриваются как результат эволюции коровой магмы, подвергшейся фракционной кристаллизации, ассимиляции вмещающими породами и миксингу с мафическими магмами (Whalen, Currie, 1990). Как один из вариантов сложного мантийно-корового взаимодействия при формировании щелочных гранитов можно рассматривать плавление вещества деплетированного корового источника, которое сопровождалось притоком мантийного флюида, обогащенного щелочами и галогенами (Harris, Marriner, 1980; Harris et al., 1986; Taylor et al., 1981). К ней близка модель парциального плавления метасоматически измененного корового источника (Bailey, 1978; Currie et al., 1986).

Немагматическое объяснение для ассоциации субщелочных и щелочных гранитов в Нигерийском мезозойском комплексе было предложено ранее (Bowden, Kinnaird, 1984); авторы рассматривают образование щелочных гранитов как результат субсолидусной перекристаллизации субщелочных гранитов. К аналогичным выводам пришли также некоторые исследователи минерализованных гранитов оловорудного месторождения Питинга в Бразилии (Horbe et al., 1991). По их мнению, перглиноземитая-перщелочная природа этих гранитов обусловлена субсолидусными автометасоматическими процессами (альбитизация, микроклинизация, грейзенизация).

Современные геохимические и изотопные данные явно свидетельствуют о многообразии источников магм щелочных гранитов. В связи с этим возникает необходимость изотопно-геохимической систематики щелочных гранитов, включая редкометалльные в соответствии с их источниками (Коваленко и др., 2002). Не в последнюю очередь это касается и щелочных гранитов рапакиви-гранитсодержащих магматических ассоциаций, особенно с учетом их высокой редкометалльной рудоносности.

Цель этой главы — дать изотопные и геохимические ограничения на источники гранитов рапакиви рассматриваемых ассоциаций и определить общий характер связей гранитов рапакиви с ассоциирующими кислыми, основными и щелочными породами. Для решения этих задач наряду с традиционными геологическими, петрологическими и геохимическими методами исследований магматических горных пород и руд особое внимание было уделено использованию изотопно-геохимических методов.

3.1. Методы исследований

Радиогенные изотопы Pb, Nd, Sr с успехом используются в качестве своеобразных меток, указывающих на происхождение исследуемых пород из источников, отличающихся вполне определенными отношениями материнского элемента к дочернему (U/Pb, Th/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr). Химические элементы, образующие перечисленные пары, которые обладают в разной степени отличающимися геохимическими свойствами, и их отношения в основных глобальных резервуарах Земли существенно варьируют. Под такими резервуарами понимаются обедненная LIL-элементами мантия, мантия с хондритовыми соотношениями REE, нижняя и верхняя континентальная кора. Причиной вариаций этих элементных отношений в вышеупомянутых резервуарах являются различные величины коэффициентов распределения элементов в процессе фракционирования в системе кристалл—жидкость. Для дочерних элементов, используемых в геохимии радиогенных изотопов, и их материнских радиоактивных элементов наблюдаются следующие соотношения коэффициентов распределения (D) при плавлении в мантии: $D_{Pb} > D_{U}$, $D_{Sr} > D_{Rb}$, $D_{Nd} < D_{Sm}$. Такие соотношения вызывают в коре более высокие, по сравнению с мантией, отношения U/Pb, Rb/Sr и более низкие Sm/Nd.

Кроме геохимической информации изотопы радиогенных элементов содержат также и возрастную информацию, так как чем раньше произошел процесс геохимической дифференциации кора—мантия, тем сильнее будут различия в изотопном составе дочернего элемента, наблюдаемые в настоящее время. Количественная интерпретация изотопных данных основывается на определенных модельных представлениях о виде функциональной зависимости величины отношения материнского изотопа к дочернему в мантии Земли от времени. Для таких изотопных систем, как Sm—Nd и Rb—Sr, этот вопрос представляется разработанным с определенной степенью детальности, достаточной для полуколичественной оценки (De Paolo, Wasserburg, 1976; Jacobsen, Wasserburg, 1979; De Paolo, 1980; Allègre et al., 1983; Zindler, Hart, 1986). В гораздо меньшей степени этот вопрос разработан для свинцово-изотопной систематики (Рассел, Фаркуар, 1962; Канасевич, 1973; Stacey, Kramers, 1975; Доу, Стейси, 1977; Zartman, Doe, 1981; Amov, 1983; Зартман, 1984).

Rb-Sr изотопная систематика. В силу того что Rb/Sr отношение в отдельных глобальных резервуарах сильно различается, есть возможность выделять породы, отделенные от мантии и коры, особенно верхней. Особо ценно, что в большинстве случаев мы можем дифференцировать породы, имеющие различные коровые источники: нижне- и верхнекоровые. Однако следует отметить, что нижнекоровые источники не всегда могут быть однозначно идентифицированы по изотопному составу Sr, так как известны гранулиты и с очень низким, приближающимся к мантийному, отношением Rb/Sr. Другой бедой является то, что для некоторых гранитов, в том числе и гранитов рапакиви, возникают проблемы

определения возраста Rb-Sr изохронным методом и получения достоверной информации о первичном изотопном составе Sr этих пород. Нередко возраст, получаемый этим методом, является заниженным, а величины первичных $^{87}Sr/^{86}Sr$ нереалистично высокими или низкими. Первая причина этого может быть связана с нарушениями изотопного равновесия в породе в результате субсолидусной миграции Rb и Sr между минералами в ходе длительного остывания крупных плутонов, и тогда Rb-Sr изохронный возраст фиксирует время остывания массивов (Шергина и др., 1982; Rämö, 1999). Второй причиной может быть высокая чувствительность этой систематики к наложенным термальным воздействиям. Большая разница в геохимических свойствах Rb и Sr приводит к тому, что в ходе наложенных процессов эти два элемента мигрируют совершенно по-разному. В результате определить первичное $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношение в магматических породах в ряде случаев бывает просто невозможно. Особенно это актуально для гранитов с высокими значениями Rb/Sr (Jahn, 2004). Чрезвычайно высокие отношения Rb/Sr добавляют потенциальную возможность природного искажения начального изотопного состава Sr в результате заметного накопления радиогенного стронция в процессе кристаллизации расплава (Костицин, 2002). Кроме того, вышеуказанные проблемы могут возникать и при изначальной негомогенности первичного изотопного состава Sr (Romer, 1994).

Sm-Nd изотопная систематика. Sm-Nd изотопная систематика более информативна в вопросе о первичном изотопном составе Nd в сравнении, например, с Rb-Sr систематикой, поскольку она менее подвержена влиянию наложенных посткристаллизационных процессов из-за чрезвычайной схожести геохимических свойств Sm и Nd. Именно эти особенности геохимии Sm и Nd, заключающиеся в близости поведения этих элементов в процессах внутрикорового фракционирования, позволяют по данным об изотопном составе Nd в образцах породы в настоящее время и величине Sm/Nd отношения в нем, в рамках определенных модельных построений, определить длительность коровой предыстории источника исследуемой породы. Наибольшие изменения величины Sm/Nd претерпевают в ходе процессов отделения базальтовых расплавов от мантийного вещества. Согласно современным представлениям (DePaolo, 1988), деплетированная мантия ответственна за образование океанской коры, которая в субдукционных обстановках вместе с веществом мантийного клина формирует кору островных дуг, а последняя после ряда структурно-вещественных преобразований превращается в континентальную кору.

Под возрастом континентальной коры принимается отрезок времени, начиная с которого слагающие ее породы были «отделены» от мантийного источника (DePaolo, 1988). В качестве такого источника обычно рассматривается деплетированная мантия или породы, близкие к ней по изотопному составу, например базальты срединно-океанических хребтов (MORB). Возможности использования Sm-Nd изотопной системы гранитоидов для определения возраста проявления корообразующих процессов обусловлены высокой степенью фракционирования Sm и Nd (значительным изменением Sm/Nd) в ходе частичного плавления мантийных источников и схожестью поведения этих элементов (малой изменчивостью Sm/Nd) в процессах внутрикорового плавления, метаморфизма, эрозии и переотложения (в отличие от Rb-Sr и Pb-Pb изотопных систем) и, наконец, тем, что граниты представляют собой «пробы» различных уровней глубинности континентальной коры на разных этапах ее формирования (McCulloch, Wasserburg, 1978; Taylor, McLennan, 1985; DePaolo, 1988).

Отмеченные геохимические особенности Sm и Nd позволяют на основе модельных построений оценить возраст отделения родоначальных для гра-

нитоидов расплавов от мантийного источника, а в случае их образования в результате плавления пород континентальной коры — длительность коровой предыстории (время пребывания в коре) магмообразующего субстрата. В рамках Sm-Nd изотопной систематики решение задач такого рода осуществляется путем вычисления модельного возраста $T_{Nd}(DM)$, которое в отличие от возраста кристаллизации, термальной или орогенической переработки отвечает моменту времени, когда отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ было таким же, как и в мантийном источнике (DM).

Детальное изложение концепции модельных возрастов, обсуждение возможных ошибок интерпретации и методов их учета даны в работах многих авторов (Allègre, Othman, 1980; Allègre, Rouseau, 1984; Arndt, Goldstein, 1987; DePaolo, 1988; Jahn et al., 2000; Амелин и Неймарк, 1991, и др.). Остановимся лишь на проблеме использования одно- и двухстадийной модели Nd-модельных возрастов ($T_{Nd}DM$). Выбор модели не представляет собой простой задачи, поскольку каждая из них имеет свои уровни «неопределенности». Главные «неопределенности» одностадийной модели: 1) Sm/Nd-фракционирование между гранитными расплавами и их источниками; 2) Sm/Nd-фракционирование в течение магматической дифференциации. К примеру, некоторые сильнофракционированные граниты показывают даже отрицательные значения $T_{Nd}DM$-1st. В двухстадийной модели предполагается, что все источники гранитов следуют одной и той же изотопной эволюции, как и средняя континентальная кора ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$; Taylor, McLennan, 1985), не считаясь с истинными литологическими характеристиками. В то же время эту проблему «неопределенности» Nd-модельных возрастов можно частично устранить, если степень Sm/Nd фракционирования исследуемых пород, выраженная как $f_{Sm/Nd}$ значение, будет ограничена интервалом от –0.2 до –0.6 (Jahn et al., 2000). Однако существуют и некоторые другие ограничения на использование Sm-Nd изотопной систематики при определении модельных возрастов коровых протолитов. Эти ограничения касаются гранитов, формирование которых было связано более чем с одним источником, тогда значения модельных возрастов будут отвечать средневзвешенному возрасту участвующих источников. Особенно это актуально для гранитов, исходные магмы которых были образованы при смешении мантийных и анатектических коровых магм. Модельный Nd-возраст подобных гранитов не будет иметь строгого геологического смысла. Поэтому предшествующие геологические и геохимические исследования гранитоидов являются чрезвычайно важным для последующих изотопных исследований.

Для суждения о составе источников исходных расплавов в Sm-Nd изотопной систематике обычно используется величина $\varepsilon_{Nd}(T)$, характеризующая отклонение первичного $^{143}Nd/^{144}Nd$ в данной породе от соответствующего отношения в хондритовом однородном резервуаре (CHUR), отождествляемом с необедненной мантией (DePaolo, 1988). Принимается, что положительные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ свидетельствуют об образовании расплавов из деплетированных по Sm и Nd относительно CHUR мантийных источников, тогда как отрицательные указывают на то, что формирование расплава происходило за счет плавления пород древней континентальной коры, обогащенных Sm и Nd по сравнению с CHUR. Однако в случаях, когда разница в возрасте ювенильной коры и временем формированием анатектического корового расплава невелика (короткая коровая предыстория), $\varepsilon_{Nd}(T)$ могут приобретать положительные или близкие к CHUR значения.

Pb-изотопная систематика. В отношении изотопов Pb ситуация несколько более сложная по сравнению с другими изотопными системами. С одной сторо-

ны, это связано с тем, что обыкновенный Pb имеет четыре природных изотопа: ^{208}Pb, ^{207}Pb, ^{206}Pb и ^{204}Pb. Три первых представляют собой продукты распада U и Th, тогда как последний не является радиогенным. С другой стороны, это связано с тем, что наряду с дифференциацией вещества в системе мантия—кора существует внутрикоровая дифференциация вещества, которая приводит к существенному фракционированию U, Th и Pb таким образом, что верхняя (гранитная) кора обогащается U относительно Th и Pb, а нижняя (гранулитовая) обедняется. Поэтому как повышенные, так и пониженные относительно мантийных модельных величин отношения $^{207}Pb/^{204}Pb$ будут указывать на вовлечение вещества древней континентальной коры.

Попытки создания моделей эволюции изотопного состава Pb в различных глобальных резервуарах земли неоднократно предпринимались многими авторами. Краткий обзор и анализ основных моделей приведен в работах Дж. Ричардса (1981) и Л. А. Неймарка (1983). Одной из наиболее интересных попыток получения параметров эволюции изотопного состава свинца в различных резервуарах (мантия, ороген, верхняя и нижняя континентальная кора) принадлежит авторам модели «Плюмботектоника» (Zartman, Doe, 1981; Зартман, 1984). Эта модель учитывает многоэтапность изотопной эволюции Pb с периодическим изменением величин U/Pb и Th/Pb в мантии под влиянием дискретного ряда орогенических событий, чередующихся с интервалом около 400 млн лет, а также предполагает возврат в мантию части корового вещества. Эта модель ставит перед собой задачу описания эволюции изотопов Pb в «реальной» мантии. Кроме того, использование Pb-изотопной систематики позволяет на основе этой модели дифференцировать породы нижней и верхней континентальной коры по значениям модельных параметров протолитов μ ($^{238}U/^{204}Pb$ в индивидуальном источнике обыкновенного свинца в настоящее время) и κ ($^{232}Th/^{238}U$ отношение, также отнесенное на настоящее время), что невозможно в рамках Sm-Nd изотопной систематики и имеет ограниченные возможности в рамках Rb-Sr изотопной систематики. Модельные параметры пород (μ_2, κ_2 и модельный возраст) вычислялись по модели Дж. Стейси и Дж. Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

При использовании изотопов первичного Pb пород в качестве генетических меток возникает проблема сравнения данных для объектов различного возраста. Л. А. Неймарком (1990) был предложен один из возможных путей ее решения на основе дельта-диаграммы, на которую наносятся в системе координат $\delta^{207}Pb/^{204}Pb—\delta^{206}Pb/^{204}Pb$ измеренные изотопные отношения первичного свинца в виде отклонений от мантийных модельных значений соответствующего возраста.

Данные об изотопном составе Pb магматических пород во время их формирования могут быть получены путем изучения минералов с низким U/Pb. К числу минералов, удовлетворяющих этому условию, относятся полевые шпаты. Незначительные количества радиогенного Pb в этих минералах, накопленные за время существования породы, как правило, легко удаляются путем жесткого кислотного выщелачивания растертого образца перед его химическим разложением для изотопного анализа. Обычно остатки после кислотного выщелачивания полевых шпатов имеют низкое U/Pb отношение, и изотопный состав их Pb может быть использован для оценки первичного изотопного состава Pb неметаморфизованных пород (Doe, 1970; Ludvig, Silver, 1977). Для некоторых образцов остатков от выщелачивания полевых шпатов была введена поправка на распад U in situ. С этой целью в них были измерены концентрации U и Pb и вычислена доля радиогенного Pb.

В некоторых случаях в пределах генетически единой группы образцов наблюдаются значительные вариации измеренных изотопных отношений и су-

щественно более радиогенный изотопный состав по сравнению с модельным обыкновенным Pb пород возраста рассматриваемой группы образцов. Резкое отклонение измеренных отношений от модельных значений в подобном случае может быть вызвано двумя основными причинами: 1) наличием в полевых шпатах сингенетичных, одновозрастных включений с высоким U/Pb отношением или 2) перераспределением Pb между полевыми шпатами и породой (имеющей высокое U/Pb отношение) в ходе относительно «молодого» наложенного термального процесса, приведшим к фиксации в полевом шпате среднего изотопного состава Pb породы в целом на время наложенного воздействия. В первом случае в системе координат $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ экспериментальные точки остатков после выщелачивания полевых шпатов и кислотных вытяжек (содержащих более подвижный и, как правило, более радиогенный компонент Pb) должны располагаться на одной прямой, которая в данном случае будет эквивалентна Pb-Pb изохроне. Угол наклона этой изохроны должен соответствовать возрасту исследуемых магматических пород. Во втором случае точки остатков после кислотного выщелачивания в той же Pb-Pb системе координат должны укладываться на линию, наклон которой будет отвечать кажущемуся возрасту, более древнему, чем время кристаллизации пород, а пары выщелат—остаток будут давать оценки возраста, меньшие истинного возраста пород (Неймарк и др., 1998).

Методика Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований описана в работе Л. А. Неймарка (Neymark et al., 1994). При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(0)$ и модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ использованы современные значения CHUR (Jacobsen, Wasserburg, 1984), ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$) и DM (Goldstein, Jacobsen, 1988), ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$). При расчете двухстадийных модельных возрастов $T_{Nd}(DM–2st)$ (Liew, Hofmann, 1988) принята среднекоровая величина отношения $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985). Pb-Pb изотопно-геохимические исследования полевого шпата выполнены по методике, приведенной в работе Л. А. Неймарка и др. (Neymark et al., 1994). Исследовались как кислотные вытяжки, так и остатки после кислотного выщелачивания. Вычисления модельных параметров проведены с помощью программы «ISOPLOT» (Ludwig, 1999).

Представленные в этой главе результаты Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопных исследований пород и руд получены автором совместно с Л. А. Неймарком (Геологическая служба США), Ю. В. Амелиным (Королевский Онтарио музей, Канада), А. А. Немчиным (Куртинский технологический университет, Австралия), Р. Ш. Крымским, Д. И. Матуковым, Н. Г. Бережной (ВСЕГЕИ), Г. В. Овчинниковой, Б. М. Гороховским, Н. А. Сергеевой, В. П. Ковачем, В. М. Саватенковым, Е. Ю. Рыцком (ИГГД РАН), А. М. Беляевым (СПбГУ), А. Д. Шебановым (Институт геологии и минералогии, Академия Або, Финляндия). Результаты этих исследований представлены в табл. 22—35.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные и модельные параметры для пород

Номер образца	Порода, минерал	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$
		ppm			
					Салминский
7-122	Анортозит	13.10	66.70	0.1179	0.511500 ± 8
7-122	Апатит				
4-119	Йотунит	16.00	82.90	0.1161	0.511417 ± 6
4-182	»	21.10	108.0	0.1179	0.511446 ± 9
Б	Al-габбро	0.781	3.44	0.13758	0.511944 ± 15
А	OPx из Al-габбро	2.79	8.34	0.20308	0.512562 ± 17
А	Pl из Al-габбро				
16710	Кварциевый сиенит	24.50	132.0	0.1124	0.511416 ± 6
16711	» »	13.10	70.00	0.1134	0.511465 ± 16
8-165	Выборгит	17.60	118.0	0.0899	0.511195 ± 7
8-201	Питерлит	28.20	204.0	0.0840	0.511107 ± 4
8-210	»	21.00	147.0	0.0865	0.511153 ± 6
B-74-1	Порфировидный гранит	15.00	84.90	0.1074	0.511363 ± 5
41	Bi-гранит	21.40	111.0	0.1166	0.511469 ± 5
9202*	То же	18.04	102.7	0.1061	0.511309 ± 29
403-13	Li-F гранит	2.91	11.60	0.1513	0.51175 ± 4
6896*	То же	11.37	47.74	0.1439	0.511764 ± 20
6896*	» »	11.19	47.08	0.1437	0.511798 ± 23
					Улялегский
16709	Bi-Amph гранит	9.01	47.40	0.1149	0.511345 ± 5
B-1806	Bi-гранит	15.10	83.60	0.10937	0.511498 ± 6
IYL/79*	То же	22.49	121.3	0.1120	0.511494 ± 28
B-1802	Li-F гранит	16.10	74.10	0.13186	0.511744 ± 6
					Вмещающие
					Саво-Ладожская зона
703-3	Сланец	5.64	32.4	0.1051	0.511456 ± 6
265	Гнейсогранит	3.01	17.7	0.1025	0.511016 ± 6
					Карельский
GA	Тоналит	5.00	28.30	0.1070	0.511062 ± 9
30587	Гранит	7.18	44.20	0.09849	0.510931 ± 5
					Салминская
C-1	Базальт	16.4	89.5	0.1113	0.511604 ± 6
C-1-1	»	15.1	82	0.1113	0.511607 ± 6

Примечание. Звездочкой отмечены аналитические данные, взятые из работы Рамо (Rämö, 1991).

Таблица 22

Салминского батолита, вмещающих пород и йотнийских базальтов

$\varepsilon_{Nd}(T)$	T_{Nd}(DM), млн лет	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$^{87}Sr/^{86}Sr(T)$
массив						
–6.6	2630	9.68	608	0.0443	0.70621 ± 2	0.70522
		0.096	328	0.0008	0.70531 ± 2	0.70529
–7.9	2730					
–7.7	2710	10.9	341	0.0924	0.70778 ± 3	0.70571
–1.9	2230	10.6	524	0.0599	0.704538 ± 53	0.70322
–2.7				0.0190	0.704804 ± 21	0.70439
–7.2	2670	175	141	3.622	0.78608 ± 4	0.70495
–6.4	2610	141	168	2.4520	0.76215 ± 3	0.70723
–7.1	2660	160	135	3.3290	0.77987 ± 3	0.7053
–7.7	2710					
–7.3	2670	200	122	4.6030	0.80843 ± 10	0.70532
–7.3	2680	196	106	5.4350	0.842199 ± 14	0.72204
–7.0	2650					
–8.1	2740					
–8.4	2770					
–6.7	2620					
–6.0	2570					
массив						
–9.2	2830	132	130	2.967	0.77233 ± 4	0.70587
–5.1	2490	223	41.4	16.100	1.068568 ± 33	0.71261
–5.7	2540					
–4.7	2460	459	14.7	112.92	3.29665 ± 150	0.80003
породы						
Свекокарельской складчатой области						
–5.0	2360	259	194	3.912	0.81498 ± 3	0.72736
–13.1	2900	71.2	423	0.487	0.71975 ± 3	0.70884
кратон						
–13.1	2960	109.7	607.7	0.5228	0.722467 ± 21	0.71091
–14.0	2910	104.3	815.3	0.3703	0.717322 ± 22	0.70913
свита (*Йотний*)						
–4.2	2280	39.6	402	0.2854	0.711882 ± 14	0.70590
–4.1	2280	36.1	379	0.2758	0.711102 ± 13	0.70532

Таблица 23

Sm-Nd изотопные данные и модельные параметры для магматических пород каларского комплекса и вмещающих гранитоидов и гнейсов

Номер образца	Порода	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	T_{Nd}(DM)-1st	T_{Nd}(DM)-2st
			ppm					млн лет	
			Имангакитский массив						
А-80-1*	Анортозит	2620	1.118	5.48	0.1233	0.511336 ± 24	–0.6	3026	
К-81-4*	Габброанортозит	2620	0.334	1.832	0.1103	0.511172 ± 22	0.5	2890	
Т-3*	Анортозит	2620	0.1661	0.924	0.1087	0.510843 ± 22	–5.4	3314	
1279*	Чарнокит	2620	5.83	31.2	0.1132	0.511073 ± 23	–2.4	3117	3153
			Куронаахский массив						
Т-1*	Габброанортозит	2620	13.06	68.8	0.1148	0.511167 ± 23	–1.1	3026	
КА-12	Анортозит	2620	0.310	1.98	0.0962	0.510867 ± 22	–0.7	2935	
КА-13	»	2620	0.74	4.18	0.1075	0.511118 ± 8	0.5	2890	
КА-4	Метагаббро	2620	1.070	5.37	0.1205	0.511266 ± 7	–1.1	3050	
1267*	Чарнокит	2620	14.78	77.6	0.1152	0.511177 ± 23	–1.0	3024	3044
			Джелуйский массив						
3706	Эндербит	2630	2.37	17.38	0.0823	0.510542 ± 6	–2.2	3009	3161
3713	»	2630	7.37	42.5	0.1047	0.510989 ± 5	–1.0	3006	3067
			Алтуальский массив						
3905	Чарнокит	2630	7.17	46.9	0.0924	0.510709 ± 5	–2.3	3050	3174
3796-1	»	2630	12.82	73.2	0.1058	0.510921 ± 5	–2.8	3132	3208
			Курультинская толща						
3-87	Гнейс		4.00	24.4	0.0990	0.510903 ± 23	–0.9	2959	
7-87	»		3.70	19.65	0.1140	0.511154 ± 22	–1.0	3020	
16-87	»		1.232	10.48	0.0711	0.510480 ± 22	0.3	2830	
19-87	»		1.839	12.86	0.0864	0.510692 ± 23	–0.8	2918	

Примечание. Значения ε_{Nd} для гнейсов курультинской толщи рассчитаны на возраст каларского комплекса(2620 млн лет); звездочкой отмечены аналитические данные, взятые из работы М. К. Суханова и Д. З. Журавлева (2002).

Таблица 24

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные и модельные параметры для пород Улкан-Джугджурской магматической ассоциации и вмещающих пород

Номер образца	Порода, минерал	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$ млн лет	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$^{87}Sr/^{86}Sr(T)$
		ppm						ppm				
	Центральная «анортозитовая» часть Геранского массива											
865-19	OPx-мегакрист из анортозита	1.01	4.50	0.13580	0.511930 ± 12	–0.4	2370	0.938	269	0.1009	0.70507 ± 14	0.702562
864-17*	Габбронорит	6.68	31.90	0.12650	0.511372	–9.1	3000	13.7	618	0.06411	0.707464 ± 17	0.705870
864-5*	Анортозит	0.61	3.16	0.11660	0.511593	–2.6	2450	3.93	545	0.02089	0.70464 ± 16	0.704120
863-7*	»	0.42	2.47	0.10260	0.511374	–3.8	2540	2.49	692	0.01042	0.704955 ± 27	0.704696
797-1*	»	0.57	3.12	0.11060	0.511561	–1.9	2390	2.91	775	0.01085	0.704113 ± 17	0.703843
Л-615	»	1.75	8.66	0.12220	0.511690 ± 8	–1.9	2400	6.84	723	0.02738	0.704542 ± 10	0.703861
586-Б	»	0.55	3.15	0.10593	0.511489 ± 28	–2.3	2420	0.99	715	0.00399	0.704032 ± 15	0.703933
590	»	0.33	2.10	0.09686	0.511403 ± 30	–1.9	2390	2.87	675	0.01231	0.703905 ± 22	0.703599
515-А	Габброанортозит	0.26	1.48	0.10760	0.511465 ± 25	–3.1	2490	1.09	608	0.00519	0.704253 ± 28	0.704124
561-Г	»	1.81	9.13	0.12030	0.511700 ± 10	–1.3	2350	4.83	717	0.01949	0.704297 ± 12	0.703812
	«Краевая меланократовая группа» Геранского массива											
7914-17*	Габброанортозит	1.49	9.77	0.09250	0.511353	–1.9	2400	5.44	659	0.02388	0.706286 ± 19	0.705692
531-А	Йотунит	17.00	89.50	0.11554	0.511647 ± 8	–1.3	2340	1.07	267	0.01160	0.703935 ± 19	0.703647
502-Л	Габбромонцонит	12.80	67.30	0.11549	0.511636 ± 4	–1.5	2360	20.8	555	0.10827	0.706423 ± 24	0.703730
573-Л/1	Монцонит	21.10	123.00	0.10375	0.511449 ± 11	–2.6	2450	35.4	139	0.73406	0.721117 ± 35	0.702861
532	Сиенит	0.70	4.75	0.08928	0.511398 ± 25	–0.3	2260	32.7	312	0.04050	0.711416 ± 20	0.703898
	Южно-Учурский массив											
Л-619	Гранит	19.40	108.00	0.10920	0.511542 ± 7	–2.0	2340					
ОС-87	»	20.40	109.60	0.11308	0.511566 ± 6	–2.4	2430					
Л-609	Amph из гранита							10.6	20.8	1.48674	0.739494 ± 31	0.702518

Таблица 24 (продолжение)

Номер образца	Порода, минерал	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$, млн лет	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$^{87}Sr/^{86}Sr(T)$
	Улканская серия, улкачанская свита											
20716	Базальт	11.70	59.70	0.11900	0.511670 ± 10	–1.6	2370					
20766	»	14.40	86.40	0.10129	0.511557 ± 7	+0.1	2230	22.9	352	0.18826	0.707745 ± 24	0.703060
20766(п)	»	14.30	85.40	0.10138	0.511572 ± 6	+0.4	2200					
2086901	»	11.80	58.60	0.12195	0.511693 ± 8	–1.8	2390	27.3	414	0.19090	0.708518 ± 14	0.703770
20769	»	13.00	72.40	0.10887	0.511589 ± 18	–0.9	2310	54.1	413.7	0.37894	0.712167 ± 31	0.702740
Л-667	»	9.58	48.00	0.12070	0.511683 ± 8	–1.7	2380	32.8	335	0.28417	0.710187 ± 37	0.703120
ГП-44-б	»	18.43	107.36	0.10370	0.511531 ± 4	–0.9	2320					
	Улканская серия, элгэтэйская свита											
01510	Базальт	7.94	38.90	0.12372	0.511732 ± 6	–1.5	2360	16.1	283	0.16464	0.708046 ± 16	0.703950
7016200	»	7.67	37.30	0.12420	0.511711 ± 8	–2.0	2400					
Л-651-4	Трахириолит	20.80	117.00	0.10750	0.511589 ± 7	–0.6	2290					
11900	»	18.09	106.67	0.10287	0.511536 ± 5	–0.7	2290					
1 1 9 0 0 (п)	»	20.40	121.00	0.10194	0.511536 ± 6	–0.4	2270	120.8	52.8	6.72481	0.875623 ± 14	0.708370
	Уянская серия, бириндинская свита											
20822	Базальт	7.62	39.90	0.11573	0.511634 ± 6	–1.6	2370	29.7	386	0.22291	0.708347 ± 14	0.702800
20818	»	6.17	32.47	0.11490	0.511638 ± 6	–1.3	2350					
20816	Диабаз	3.44	16.50	0.12679	0.511798 ± 7	–0.9	2310	8.59	530	0.04687	0.704049 ± 29	0.702880
244	»	3.86	18.30	0.12766	0.511774 ± 6	–1.5	2360	9.54	510	0.05400	0.703941 ± 20	0.702600
	Гекунданский комплекс											
6350	Габбро	7.10	35.70	0.12057	0.511727 ± 5	–1.0	2300	30.9	424	0.21115	0.708547 ± 17	0.703300
Л-648	Монцонит	7.51	39.60	0.11514	0.511659 ± 7	–1.0	2320					

	Амундалинский вулканогенно-экструзивный коммплекс											
68007	Комендит	5.26	24.60	0.12932	0.511947 ± 6	+1.3	2110					
ГП-58	Онгориолит	5.88	17.90	0.19936	0.512581 ± 19	–1.7	2350					
	Северо-Учурский массив											
141600	Сиенит	13.90	79.70	0.10600	0.511608 ± 8	–0.1	2230	102.7	392.0	0.75796	0.721991 ± 16	0.703250
141600	Amph из сиенита							9.01	45.9	0.56848	0.716629 ± 19	0.702570
136100	То же							10.5	11.7	2.60953	0.752768 ± 48	<0.7
Л-720	Кр/з Bi-гранит	26.10	143.00	0.11010	0.511604 ± 7	–1.0	2310					
ОС-160	М/з Bi-гранит	9.36	41.70	0.13598	0.511965 ± 6	+0.2	2200	361.0	8.13	177.57	4.601601 ± 45	<0.7
Л-692	Щелочной гранит	6.30	41.90	0.09170	0.511549 ± 6	+1.9	2080					
13	» »	24.20	139.00	0.10530	0.511597 ± 6	–0.3	2240					
SG	» »	18.60	112.60	0.09995	0.511561 ± 6	+0.2	2200					
SG	Aeg из гранита							6.39	2.81	6.63823	0.779109 ± 45	<0.7
Л-717-2	Щелочной гранит	59.03	245.43	0.14540	0.512062 ± 7	0	2220	521.1	13.81	145.24	4.083980 ± 10	<0.7
Л-821	Грорудит	48.11	188.33	0.15440	0.512107 ± 8	–1.1	2310	321.0	116.0	8.260	1.059466 ± 15	0.855200
	Be-месторождение Бугундя											
Б-22-5	Q-Fsp метасоматит	3.89	17.50	0.13434	0.511975 ± 9	+0.7	2160					
	Вмещающие породы											
Л-760	Гранулит	10.90	52.20	0.12610	0.511816 ± 7	–0.3	2270	76.7	520.0	0.42691	0.714527 ± 15	0.703970
558	»	3.17	13.89	0.13836	0.512007 ± 10	+0.7	2180	10.5	194.0	0.15612	0.705864 ± 27	0.701980
Л-650	Гнейс	4.87	26.60	0.11070	0.511606 ± 9	–1.0	2320	91.8	672.0	0.39559	0.715022 ± 14	0.705240

Примечание. Звездочкой обозначены аналитические данные, взятые из работы М. К. Суханова и Д. З. Журавлева (1989). Здесь и далее (п) — повторный анализ.

Таблица 25

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные и модельные параметры для пород Бердяушского плутона, базальтов машакской свиты и пород Тараташского тектонического блока (Belyaev et al., 1995)

Номер образца	Порода, минерал	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$, млн лет	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (T)
	Бердяушский плутон											
B-1307	Габбронорит	3.24	11.5	0.17080	0.512553 ± 15	2.8	2100	22	327	0.19450	0.706903 ± 15	0.703138
B-1307	Px из габбронорита	4.42	12.8	0.21051	0.512878 ± 8	2.3		2.17	50.2	0.12533	0.704824 ± 15	0.702398
B-1305	Габбро	4.29	17.6	0.14805	0.512212 ± 7	0.1	2160	34.3	81.5	1.21901	0.722859 ± 13	<0.7
B-1111	»							28.4	301	0.27315	0.708844 ± 24	0.703557
B-1115	Кварцевый сиенит	16.8	94.2	0.10813	0.511578 ± 6	–5.3	2370	93.2	191.1	1.41380	0.73005 ± 12	0.702686
B-1115 (п)	» »	16.5	91.6	0.10924	0.511583 ± 5	–5.4	2370					
B-1159	Гранит рапакиви	21.8	121.9	0.10837	0.511522 ± 7	–6.5	2460	187	57.1	9.67880	0.893234 ± 18	0.705902
B-1104	» »	14.4	69.9	0.12472	0.511726 ± 6	–5.3	2370	131	144	2.63446	0.748262 ± 18	<0.7
B-1141	Мафический инклав	6.35	31.5	0.12205	0.511904 ± 6	–1.4	2040	80.65	430.8	0.54207	0.715527 ± 11	0.705035
B-1141	OPx из инклава			0.18469	0.512452 ± 6	–1.5						
B-1145	Мафический инклав	13.5	70.9	0.11503	0.511770 ± 6	–2.8	2160	54.9	461.1	0.34493	0.711701 ± 13	0.705025
B-1155	Щелочной гранит	14.8	66.8	0.13450	0.511787 ± 5	–5.8	2410	254	76.2	9.78400	0.869862 ± 21	<0.7
B-1139	Нефелиновый сиенит	5.62	39.6	0.08594	0.511587 ± 6	–1.3	1860	136	278	1.42268	0.733016 ± 11	0.705480
B-1120	» »	4.65	33.3	0.08474	0.511594 ± 5	–1	1830	215.7	105.2	5.99913	0.826183 ± 16	0.710070
B-1121	» »	3.41	22.3	0.09256	0.511602 ± 9	–2.2	1940					
BR-1	» »	2.91	21.4	0.08227	0.511386 ± 14	–4.6	2030	162	152	3.09330	0.770216 ± 23	0.710345
BR-1 (п)	» »	2.92	21.3	0.08294	0.511454 ± 18	–3.4	1970					
B-1150	Лампрофир	9.63	56.6	0.10316	0.511638 ± 6	–3.3	2070	55.6	606	0.26536	0.711057 ± 15	0.705921
	Тараташский тектонический блок											
89607-2	Гранулит	2.75	9.59	0.17417	0.512313 ± 5	-2.4	2130	6.6	113.6	0.168250	0.707454 ± 13	0.704198
89607-1	Чарнокит	2.1	16.3	0.07795	0.510514 ± 8	-20.9	2930	106.9	632.6	0.48986	0.72432 ± 14	0.714839
	Машакская свита (R_2)											
758-15	Базальт	6.37	27.7	0.13947	0.512168 ± 14	0.8	2000	0.26	244.7	0.00308	0.708612 ± 16	0.708552
758-30	»	5.31	22.6	0.14229	0.512184 ± 8	0.6	2050	1.21	227.9	0.01535	0.707238 ± 24	0.706941

Примечание. Параметры $\varepsilon_{Nd}(T)$ и $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ в породах Тараташского блока вычислены на возраст Бердяушского плутона (1350 млн лет).

Таблица 26

Sm-Nd изотопные данные и модельные параметры для пород Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса и вмещающих пород

Номер образца	Порода	Возраст, млн лет	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	T_{Nd}(DM)-1st, млн лет	T_{Nd}(DM)-2st, млн лет
	Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс								
	Акитканская серия								
	Малокосинская свита								
83887	Базальт	1870	8.73	45.44	0.1159	0.511370 ± 7	–5.3	2750	2790
83883	»	1870	8.25	45.11	0.1103	0.511333 ± 9	–4.7	2660	2740
83886	»	1870	9.22	49.83	0.1116	0.511338 ± 7	–4.9	2680	2750
83884	»	1870	7.99	43.87	0.1099	0.511314 ± 13	–5.0	2670	2760
83875	»	1870	11.98	65.11	0.1110	0.511354 ± 11	–4.5	2640	2720
83871	»	1870	7.52	41.46	0.1094	0.511324 ± 8	–4.7	2650	2730
864	Риолит	1870	11.3	66.6	0.1025	0.511172 ± 9	–6.0	2690	2840
851	»	1870	14.3	83.66	0.1033	0.511176 ± 3	–6.1	2700	2850
	Домугдинская свита								
Л-104	Трахириодацит	1860	14.12	83.32	0.1025	0.511408 ± 17	–1.5	2370	2460
	Хибеленская свита								
38329	Трахириолит	1860	14.80	84.7	0.1056	0.511405 ± 10	–2.3	2440	2530
	Чайская свита								
101	Кварцевый латит	1855	16.40	88.8	0.1116	0.511496 ± 5	–1.8	2450	2500
11	То же	1855	17.40	92.8	0.1132	0.511520 ± 9	–1.8	2450	2490
556-Б	Трахириолит	1855	16.35	94.31	0.1047	0.511422 ± 8	–1.8	2400	2490
547	Латит	1855	19.52	105.63	0.1117	0.511533 ± 9	–1.3	2400	2450
	Иловирьская свита (аналог хибеленской свиты)								
UK-1b	Трахириолит	1860	24.64	134.2	0.1111	0.511511 ± 13	–1.5	2420	2470
UK-1a	То же	1860	22.44	131.7	0.1030	0.511474 ± 7	–0.3	2290	2370
	Ирельский комплекс								
Л-64	Кварцевый монцонит	1860	14.61	78.73	0.1122	0.511520 ± 14	–1.6	2430	2480
8714	Гранит	1860	28.53	157.18	0.1097	0.511504 ± 9	–1.3	2390	2450
	Абчадский комплекс								
Ab-4	Гранит	1860	11.01	64.34	0.1034	0.511489 ± 11	–0.1	2280	2350
Ab-3	»	1860	31.39	172.45	0.1100	0.511512 ± 14	–1.3	2390	2440

Таблица 26 (продолжение)

Номер образца	Порода	Возраст, млн лет	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$-1st, млн лет	$T_{Nd}(DM)$-2st, млн лет
				Маректинский комплекс					
М*	Гранит	1850			0.1044	0.511418	–1.9	2400	2490
				Чуйско-кодарский комплекс (Кевактинский массив)					
Л-290	Гранит	1850	6.42	32.6	0.1189	0.511412 ± 7	–5.4	2770	2780
Л-384	»	1850	3.90	17.04	0.1382	0.511479 ± 6	–8.7	3330	3050
				Кодарский комплекс					
U-75	Гранит	1875	16.7	110	0.09154	0.511012 ± 8	–6.4	2650	2880
51-1	»	1875	18.8	120.9	0.0939	0.511053 ± 7	–6.2	2650	2850
85	»	1875	6.74	33.4	0.1220	0.511297 ± 7	–8.2	3050	3020
				Шумихинский комплекс					
4-283/3**	Гранит	1860	14.37	80.55	0.1078	0.511176	–7.3	2820	2940
				Саянский комплекс					
А-143/1**	Гранит	1860	7.77	45.94	0.1022	0.511445	–0.7	2310	2400
5831**	»	1860	12.44	70.57	0.1065	0.511187	–6.8	2770	2900
				Приморский комплекс					
5836**	Гранит рапакиви	1860	9.72	55.07	0.1067	0.511228	–6.0	2720	2830
				Шарыжалгайский метаморфический комплекс					
5856/2**	Гнейсогранит	1860	1.85	13.23	0.0846	0.510688	–11.3	2880	3260
Sh-15a**	Кинцигит	1860	4.91	25.33	0.1172	0.511246	–8.2	2980	3010
Sh-8**	»	1860	9.13	50.65	0.1090	0.511456	–2.1	2450	2520
				Чуйский комплекс					
35-89	Гранит	2020	1.38	7.15	0.1163	0.511660 ± 7	1.8	2310	2320
31/10-29	»	2020	5.62	38.00	0.0894	0.511276 ± 6	1.3	2280	2370
				Ничатский комплекс					
10176-1	Гранит	1900	8.58	49.67	0.1044	0.511099 ± 3	–7.5	2830	2990
10263-6	»	1900	0.96	7.36	0.0785	0.510758 ± 6	–7.8	2680	3010

Примечание. Одной звездочкой отмечены данные Е. Ю. Рыцка, двумя — аналитические данные из работ Т. И. Кирнозовой и др. (2003), Т. В. Донской и др. (2005).

Таблица 27

Pb-изотопные данные для остатков после кислотного выщелачивания полевых шпатов и пород в целом Салминского и Выборгского батолитов, вмещающих пород, йотнийских основных пород и галенитов из месторождений Питкярантского рудного района

Номер образца	Порода, минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_2	κ_2	Модельный возраст, млрд лет
			Салминский массив				
			Анортозиты				
7-122	Плагиоклаз	14.852	14.977	34.670	8.62	3.93	1.92
5-203	»	14.863	14.984	34.681	8.66	3.93	1.92
			Йотуниты				
4-182	Плагиоклаз	14.797	14.982	34.649	8.77	3.99	1.98
4-119	»	14.816	14.980	34.671	8.71	3.98	1.96
			Монцониты				
4-159	Плагиоклаз	14.796	14.994	34.692	8.86	4.04	2.00
4-159*	»	14.772	14.991				
4-159	Ортоклаз	14.786	14.976	34.623	8.73	3.96	1.97
			Высокоглиноземистое габбро				
A	Плагиоклаз	14.699	14.975	34.773	8.90	4.25	2.06
A (п)	»	14.579	14.933	34.595	8.81	4.08	2.10
B	»	14.864	14.977	34.876	8.61	4.14	1.90
			Кварцевые сиениты				
16710	Ортоклаз	15.265	15.132	35.065	9.11	3.92	1.81
16710 (п)	»	15.306	15.198	35.257	9.50	4.10	1.88
16711	»	15.315	15.158	35.159	9.22	3.97	1.81
16711	Плагиоклаз	15.317	15.128	35.070	9.01	3.86	1.75
16711*	»	15.262	15.123		9.05		1.79
			Выборгиты и питерлиты				
8-210	Ортоклаз	14.808	14.975	34.766	8.69	4.10	1.96
8-210	Плагиоклаз	14.936	14.983	34.810	8.53	3.99	1.85
8-165	Ортоклаз	14.875	14.987	34.848	8.66	4.11	1.91
8-201	»	14.837	14.989	34.816	8.77	4.12	1.95
G-119	»	14.997	15.066	35.204	9.05	4.38	1.94
C-305-14	»	15.105	15.046	35.093	8.73	4.11	1.80
C-305-14*	»	14.953	15.039				
1534	»	15.246	15.110	35.149	8.98	4.02	1.79
			Овоиды из выборгитов				
C-8/4	Ортоклаз	14.887	15.000	34.864	8.74	4.12	1.92
C-8/5	»	14.980	15.052	35.067	8.97	4.24	1.93

Таблица 27 (*продолжение*)

Номер образца	Порода, минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_2	κ_2	Модельный возраст, млрд лет
	Овоиды из биотит-амфиболового гранит-порфира эндоконтовой зоны массива						
B-74-II-Z	Ортоклаз	15.135	15.089	35.324	8.99	4.38	1.85
B-74-II-Z*	»	15.093	15.085	35.303	9.03	4.36	1.88
B-74-II-c1	»	15.135	15.099	35.361	9.07	4.38	1.87
B-74-II-c1*	»	15.062	15.092	35.316	9.14	4.42	1.92
B-74-II-c2	»	15.215	15.087	35.398	8.86	4.30	1.77
B-74-II-c2*	»	15.073	15.073	35.317	8.97	4.40	1.88
B-74-II-c3	»	15.131	15.104	35.378	9.11	4.40	1.88
B-74-II-c3*	»	15.036	15.095	35.292	9.20	4.43	1.95
B-74-II-k	»	15.115	15.087	35.305	9.01	4.37	1.87
B-74-II-k*	»	15.080	15.084	35.262	9.04	4.34	1.89
B-74-II-om	»	15.436	15.097	35.790	8.98	4.29	1.59
B-74-II-om*	»	15.342	15.088	35.750	8.70	4.51	1.62
B-74-III-k	»	15.176	15.110	35.486	9.08	4.46	1.85
B-74-III-k*	»	15.090	15.102	35.388	9.16	4.45	1.91
B-74-III-Z	»	15.604	15.177	35.822	8.98	4.29	1.59
B-74-III-Z*	»	15.559	15.173	35.789	9.00	4,31	1.62
B-74-IV core	»	15.278	15.088	35.488	8.78	4.33	1.72
B-74-IV core*	»	15.193	15.080	35.451	8.89	4.43	1.78
B-74-IV rim P	Плагиоклаз	15.156	15.037	35.160	8.60	5.52	1.74
B-74-IV rim P**	»	15.027	15.025	35.109	8.70	4.22	1.84
	Крупнозернистые биотитовые граниты						
1536	Ортоклаз	15.027	15.041	35.038	8.81	4.14	1.87
1537	»	15.022	15.093	35.225	9.21	4.38	1.96
1537*	»	14.970	15.050	35.070			
41	»	14.959	15.084	35.036	8.98	4.23	1.94
C-345-9	»	14.988	15.052	35.077	8.96	4.24	1.92
	Мелкозернистые биотовые граниты						
C-329-4	Ортоклаз	15.183	15.065	35.129	8.75	4.06	1.76
Г-14	»	15.081	15.047	35.120	8.77	4.17	1.82
Г-14	»	15.027	15.042				
2002	Плагиоклаз	15.044	15.056	35.138	8.90	4.24	1.88
2002	Ортоклаз	15.008	15.031	35.023	8.77	4.15	1.87
2002	Альбит	15.045	15.041	35.061	8.78	4.15	1.84
	Li-F гранит						
C-403-13	Альбит	15.272	15.061	35.132	8.61	3.96	1.68
C-403-13*	»	15.130	15.047				
	Улялегский массив						
	Крупнозернистый биотит-амфиболовый гранит						
16709	Плагиоклаз	14.726	14.973	34.699	8.83	4.12	2.03

Таблица 27 (*продолжение*)

Номер образца	Порода, минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_2	κ_2	Модельный возраст, млрд лет
	Крупнозернистый биотитовый гранит						
В-1806	Ортоклаз	15.260	15.148	34.828	9.23	3.69	1.84
	Li-F гранит						
В-1802	Ортоклаз	14.913	15.025	34.692	8.88	3.9	1.94
	Олово-редкометально-полиметаллические скарновые месторождения Питкярантского рудного района						
54-4	Галенит	14.906	15.045	35.012	9.05	4.28	1.98
К-9	»	14.928	15.062	35.073	9.15	4.32	1.99
С-537-9	»	14.976	15.081	35.248	9.20	4.46	1.98
1078	»	14.887	15.039	34.996	9.04	4.28	1.99
1097	»	14.945	15.022	34.967	8.81	4.17	1.91
1113-1	»	14.763	15.018	34.882	9.12	4.31	2.07
26-а-70	»	14.858	15.021	34.946	8.95	4.26	1.99
С-48-11	»	14.805	14.975	34.792	8.69	4.14	1.96
317-4	»	14.904	15.062	35.063	9.19	4.34	2.02
С-326-13	»	14.831	15.013	34.872	8.94	4.20	2.00
С-351-13	»	14.811	14.970	34.811	8.64	4.15	1.94
	Полиметаллическая минерализация в линейной коре выветривания гранитов Салминского массива						
С-412-58	Галенит	21.03	15.620	40.600	9.49	3.35	–1.99
	Вмещающие породы						
	Тоналит Карельского кратона						
GA	Порода	17.742	15.480	38.672			
	Гранит Карельского кратона						
30587	Порода	20.769	15.903	38.884			
30587	Микроклин	15.691	15.216	34.996	9.13	3.45	1.58
30587 (п)	»	15.7	15.199	34.917	9.01	3.38	1.55
	Гнейсограниты куполов Саво-Ладожской зоны						
Б-6	Микроклин	14.631	14.996	34.706	9.24	4.27	2.16
264-а	Плагиоклаз	14.882	15.117	34.964	9.70	4.29	2.13
264	Микроклин	14.103	14.759	34.955	8.46	5.44	2.29
285	Ортоклаз	15.017	15.168	36.362	9.83	5.68	2.09
	Выборгский батолит						
	Выборгиты						
АСА-1	Ортоклаз	16.322	15.480	35.878	10.12	3.72	1.51
АСА-2	»	16.403	15.465	35.995	9.96	3.75	1.43

Таблица 27 (продолжение)

Номер образца	Порода, минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_2	κ_2	Модельный возраст, млрд лет
	Овоиды из выборгитов						
1Б	Ортоклаз	16.300	15.436	35.766	10.5	3.68	1.62
1А	»	16.353	15.447	35.796	9.90	3.63	1.44
2	»	16.464	15.470	36.002	9.93	3.70	1.39
	Слюдистый лампрофир						
Ф-50	Плагиоклаз	16.803	15.486	36.213	9.77	3.60	1.16

Примечание. Здесь и далее, в табл. 29—35, изотопные отношения откорректированы на масс-фракционирование 0.013 % на а.е.м.$^{-1}$; модельные параметры вычислены по модели Стейси—Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). Звездочкой отмечены данные, откорректированные с учетом распада U и Th in situ.

Таблица 28

Pb-изотопные данные для полевых шпатов и галенита пород Коростеньского массива, а также амазонита и галенита из Пержанской рудной зоны

Номер образца	Минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_2	κ_2	Модельный возраст, млрд лет
	Анортозиты						
С-84-6	Плагиоклаз	15.841	15.326	35.555	9.67	3.85	1.64
512 (л)	»	15.876	15.345	35.697	9.75	3.95	1.65
512	»	15.747	15.304	35.587	9.64	3.97	1.65
	Габбронориты, габбродиабазы						
1253-3	Плагиоклаз	15.911	15.33	35.857	9.62	4.05	1.60
513	»	15.731	15.344	35.431	9.93	3.85	1.76
203	»	15.764	15.359	35.463	9.99	3.85	1.76
	Гранит-порфир						
1**	Галенит	15.693	15.296	35.123	9.65	3.59	1.72
	Кварц-полевошпатовые редкометалльные метасоматиты Пержанской зоны						
23-8/85*	Амазонит	15.685	15.277	35.243	9.54	3.70	1.69
3*	Галенит	15.680	15.300	35.400	9.70	3.86	1.73

Примечание. Одной звездочкой отмечены аналитические данные, взятые из работы Н. П. Щербак и др. (1989), двумя — из работы В. М. Скобелева и др. (1993).

Таблица 29

Pb-изотопные данные для остатков после кислотного выщелачивания и выщелатов полевых шпатов, пород в целом и рудных галенитов Улкан-Джугджурского района

Номер образца	Порода, минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_2	κ_2	Модельный возраст, млрд лет
	Геранский массив						
	Центральная «анортозитовая» часть						
	Анортозиты и габброанортозиты						
864-17	Плагиоклаз, R	15.528	15.171	35.508	9.03	4.08	1.64
864-5	То же	15.681	15.301	35.827	9.70	4.25	1.73
864-5 (п)	» »	16.033	15.349	36.072	9.61	4.61	1.77
Л-615	» »	15.799	15.261	35.492	9.30	3.81	1.57
Л-615	Плагиоклаз, L	17.816	15.489	39.197			
Л-602	Плагиоклаз, R	18.267	15.559	37.753	9.53	3.57	0.18
Л-601-1	То же	17.466	15.485	37.083	9.43	3.70	0.65
Л-614	» »	15.600	15.225	35.245	9.29	3.78	1.67
Л-613	» »	15.653	15.259	35.518	9.45	3.99	1.69
590	» »	15.567	15.223	35.438	9.32	3.99	1.70
586-б	» »	15.423	15.201	35.309	9.36	4.02	1.79
561-г	» »	15.539	15.228	35.395	9.39	3.98	1.73
515-а	» »	15.424	15.226	35.386	9.54	4.10	1.83
863-7	Порода	15.754	15.283	35.908	9.49	4.24	1.64
	«Краевая меланократовая группа»						
	Йотунит						
531-а	Плагиоклаз, R	15.452	15.206	35.264	9.36	3.94	1.77
	Габбромонцонит						
502-Л	Пертит, R	15.625	15.246	35.598	9.40	4.09	1.69
	Монцонит						
573-Л/1	Пертит, R	15.370	15.214	35.299	9.54	4.07	1.85
	Сиенит						
532	Пертит, R	15.426	15.203	35.322	9.34	4.04	1.79
	Южно-Учурский массив						
	Граниты						
СН-16/1891	Ортоклаз	15.902	15.249	35.695	9.12	3.89	1.46
АВ-140	»	15.867	15.237	35.385	9.08	3.65	1.47
АВ-71/1	»	18.455	15.779	35.616	10.47	2.37	0.48
АВ-61	»	15.555	15.208	35.231	9.24	3.80	1.68
Л-619	Ортоклаз, R	15.603	15.202	35.412	9.14	3.92	1.63
Л-619	Ортоклаз, L	17.285	15.381	37.960			

Таблица 29 (*продолжение*)

Номер образца	Порода, минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_2	κ_2	Модельный возраст, млрд лет
			Улканская серия				
			Улкачанская свита				
			Базальты				
2086901	Порода	19.340	15.633	40.712			
20766	»	18.141	15.469	38.392			
			Элгэтэйская свита				
			Базальты				
01510	Порода	17.690	15.483	38.811			
7016200	Плагиоклаз, R	15.489	15.131	36.205	8.81	4.78	1.64
			Трахириолит				
Л-661	Ортоклаз, R	16.035	15.275	36.077	9.16	4.10	1.40
			Амундалинский комплекс				
			Комендит				
331700	Порода	19.630	15.622	39.205			
331700	Альбит, R	18.775	15.556	38.578			
			Уянская серия				
			Бириндинская свита				
			Базальты				
20816	Плагиоклаз, R	15.568	15.186	35.433	9.08	3.97	1.63
20822	Порода	16.750	15.366	36.909			
244	»	16.906	15.333	37.002			
20816	»	16.629	15.31	36.668			
			Северо-Учурский массив				
			Сиенит и крупнозернистый биотитовый гранит				
141600	Ортоклаз, R	15.801	15.241	35.374	9.17	3.70	1.53
Л-720	То же	15.576	15.218	35.271	9.28	3.82	1.68
			Мелкозернистые биотитовые граниты				
ОС-160	Ортоклаз, R	16.018	15.262	35.382	9.10	3.52	1.39
U-8(1)	Ортоклаз	16.672	15.324	35.617	8.99	3.22	0.97
U-8	Ортоклаз, R	16.678	15.344	35.658	9.01	3.27	1.00
U-8	Ортоклаз, L	17.265	15.417	37.056			
Л-692	Ортоклаз, R	16.356	15.293	35.58	9.02	3.41	1.17
Л-692	Ортоклаз, L	17.298	15.427	36.396			

Таблица 29 (*продолжение*)

Номер образца	Порода, минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_2	κ_2	Модельный возраст, млрд лет
	Щелочные граниты						
SG	Ортоклаз, R	20.194	15.673	38.737			
Л-716	То же	19.255	15.538	38.872			
Л-716	Ортоклаз, L	17.89	15.466	37.992	9.21	3.93	0.28
U-28	Ортоклаз	17.487	15.386	37.345			
Л-717-2	Ортоклаз, R	21.423	15.895	53.610			
Л-717-2	Ортоклаз, L	17.357	15.407	42.092	9.11	6.94	0.58
#157	Ортоклаз, R	21.093	15.747	39.354			
#157	Ортоклаз, L	16.954	15.336	37.831	8.92	4.55	0.76
	Редкометалльное месторождение Бугундя						
G-1A	Галенит	15.777	15.193	35.248	8.90	3.59	1.47
G-1B	»	15.724	15.212	35.537	9.07	3.91	1.55
G-1C	»	15.513	15.185	35.126	9.14	3.76	1.68
G-1D	»	15.569	15.186	35.230	9.08	3.78	1.63
G-1E	»	15.714	15.207	35.531	9.05	3.92	1.55
ВК-22-4	Ортоклаз, R	17.599	15.381	38.330	8.91		0.33
	Вмещающие породы						
	Мафический гранулит						
Л-760	Порода	17.597	15.437	35.965			
Л-760	Ортоклаз, R	15.246	15.129	34.768	9.11	3.64	1.82
Л-760	Плагиоклаз, R	15.273	15.149	34.813	9.21	3.67	1.83
	Гнейс						
Л-650	Порода	17.419	15.385	36.487			
	Гнейсовидный гранит						
Л-650-1	Микроклин, R	15.309	15.128	34.805	9.02	3.61	1.76

Примечание. Здесь и далее L — HNO_3 выщелат; R — остаток после HNO_3 выщелачивания; (п) — повтор.

Таблица 30

Pb-изотопные данные для остатков после кислотного выщелачивания полевых шпатов, пород в целом Бердяушского массива и чарнокита Тараташского блока

Номер образца	Порода, минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_2	κ_2	Модельный возраст, млрд лет
	Бердяушский плутон						
	Граниты и кварцевые сиениты рапакиви						
B-1159	Or (овоид)	16.032	15.423	36.476	10.08	4.55	1.68
B-1159*	То же	16.015	15.421		10.08		1.66
B-1104	» »	16.345	15.470	36.716	10.04	4.37	1.48
B-1104	Or (матрикс)	16.044	15.404	36.409	9.94	4.41	1.61
B-1115	Or (овоид)	16.174	15.442	36.560	10.04	4.41	1.57
B-1115*	То же	16.034	15.430		10.12		1.66
	Мафические инклавы в гранитах и кварцевых сиенитах рапакиви						
B-1144-1	Or (овоид)	16.194	15.416	36.520	9.86	4.35	1.51
B-1144-1*	То же	16.148	15.412		9.88		1.54
B-1147	» »	16.206	15.426	36.527	9.91	4.34	1.52
B-1147*	» »	16.155	15.421		9.93		1.55
B-1145	Pl	16.328	15.439	36.660	9.87	4.34	1.44
	Щелочные граниты						
B-1155	Or	16.165	15.434	36.574	10.00	4.43	1.56
	Основные породы						
B-1308	Pl	17.396	15.544	37.578	9.75	4.07	0.82
B-1307	Pl	16.771	15.438	36.893	9.53	4.59	1.10
B-1111	Pl	17.289	15.592	37.588	10.04	3.23	0.98
	Нефелиновые и щелочные сиениты						
B1120	K-Fshp	16.713	15.472	37.613	9.75	4.69	1.20
B-1139	K-Fshp	16.852	15.457	37.485	9.58	4.46	1.07
	Тараташский тектонический блок						
	Чарнокит						
89607-1	Порода	16.291	15.558	38.056			
89607-1	Pl	15.607	15.442	36.084	10.86	4.63	2.01
89607-1 (п)	Pl	15.582	15.440		10.89		2.02
89607-1	K-Fshp	15.527	15.434	35.713	10.96	4.36	2.06
89607-1 (п)	K-Fshp	15.521	15.434		10.97		2.06

Примечание. Звездочкой отмечены данные, откорректированные с учетом распада U in situ.

Таблица 31

Pb-изотопные данные для остатков после выщелачивания полевых шпатов гранитов кодарского, чуйско-кодарского и ничатского комплексов и галенитов из месторождений и рудопроявлений с ними ассоциирующих

Номер образца	Порода, минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_2	κ_2	Модельный возраст, млрд лет
	Кодарский комплекс						
52-4a	Галенит	15.334	15.220	35.093	9.64	3.90	1.89
52-4b	»	15.341	15.228	35.117	9.69	3.92	1.90
U-74	Микроклин	15.192	15.152	35.071	9.37	4.03	1.91
	Чуйско-кодарский комплекс (Кевактинский массив)						
Л-384	Микроклин	19.742	15.767	38.057			
	Оловорудное месторождение Находка (Кевактинский массив)						
1-Н	Галенит	15.835	15.438	35.388	10.44	3.75	1.83
2-Н	»	15.85	15.411	35.319	10.23	3.65	1.77
Л-281	»	15.878	15.416	35.395	10.22	3.71	1.76
Л-282	»	15.893	15.424	35.431	10.26	3.72	1.76
Л-283	»	15.919	15.422	35.455	10.21	3.71	1.73
Л-285	»	15.920	15.422	35.461	10.21	3.71	1.73
	Ничатский комплекс синколлизионных гранитов (1.90 млрд лет)						
10263-6	Микроклин	15.790	15.380	34.415	10.09	3.78	1.77

Таблица 32

Pb-изотопные данные для остатков после выщелачивания полевых шпатов из редкометалльных пегматитов, кварц-полевошпатовых метасоматитов и галенитов из различных типов Sn-полиметаллических и полиметаллических месторождений и рудопроявлений Байкальской складчатой области

Номер образца	Минерал	Изотопный состав свинца		
		$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
	Редкометалльные пегматиты месторождений Абчада и Мечта			
886-4	Mi	21.218	15.961	41.479
886-3	Mi	20.680	15.936	41.165
8816-7	Mi	20.452	15.889	40.982
8816-9	Mi	20.455	15.892	40.989
8816-8	Mi	20.475	15.879	40.958
8842-4	Mi	20.069	15.879	40.628
8843-6	Am	20.071	15.869	40.605
	Sn-Be кварц-полевошпатовые метасоматиты рудопроявления Ильгир			
8725-1	Mi	19.860	15.816	39.237
8725-2	Am	19.875	15.817	39.234
8726	Mi	21.768	15.982	39.788
	Be-Ta-Nb кварц-полевошпатовые метасоматиты Даванской зоны			
Л-77-2	Mi	18.928	15.691	38.970
8714-3	Mi	27.867	16.797	40.234
	Галенитовые жилы в вулканитах хибеленской свиты, рудопроявление Озерное			
ОЗ-1	Gal	22.361	16.124	42.517
ОЗ-2	Gal	22.387	16.128	42.501
ОЗ-4	Gal	22.393	16.129	42.535
	Sn-полиметаллическое скарновое рудопроявление Прозрачное			
7/3-1	Gal	23.631	16.315	44.020
7/3-2	Gal	23.642	16.307	43.993
7/7-1	Gal	23.570	16.296	43.990
7/7-2	Gal	23.556	16.282	43.939
	Pb-Zn месторождение в карбонатных породах Таборное			
17/2	Gal	21.918	16.093	42.014
53/64	Gal	21.912	16.106	42.008
53/64a	Gal	21.918	16.118	42.046
509/64	Gal	21.919	16.134	42.098
7/1037	Gal	21.860	16.085	41.916
6/1037	Gal	21.926	16.101	42.034

Таблица 33

Pb-изотопные данные для полевых шпатов из кислых магматических пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса

Номер образца	Порода, минерал	Изотопный состав свинца		
		$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
	Акитканская серия			
	Малокосинская свита			
851	Плагиоклаз, L	18.356	15.549	40.189
851	Плагиоклаз, R	17.165	15.400	38.222
852	Плагиоклаз, L	18.391	15.573	39.556
852	Плагиоклаз, R	18.306	15.516	40.006
856	Ортоклаз, L	20.461	15.829	41.026
856	Ортоклаз, R	18.006	15.542	38.853
860	Ортоклаз, L	22.749	16.073	41.634
860	Ортоклаз, R	19.004	15.643	39.395
	Домугдинская свита			
Л-104	Плагиоклаз, L	19.741	15.785	39.587
Л-104	Плагиоклаз, R	16.784	15.433	36.367
39190	Ортоклаз, L	19.556	15.716	39.016
39190	Ортоклаз, R	18.388	15.623	38.176
	Чайская свита			
15	Ортоклаз, L	22.503	15.934	43.850
15	Ортоклаз, R	20.698	15.807	40.318
15	Ортоклаз, R1	24.723	16.173	44.718
28	Ортоклаз, L	19.904	15.759	39.492
28	Ортоклаз, R	19.499	15.727	39.150
28	Ортоклаз, R1	19.330	15.684	37.921
11	Ортоклаз, L	20.354	15.777	41.509
11	Ортоклаз, R	21.235	15.774	41.140
11*	Ортоклаз, L	20.936	15.852	39.836
11*	Ортоклаз, R	20.415	15.803	39.884
101	Ортоклаз, L	24.025	16.018	46.801
101	Ортоклаз, R	20.898	15.789	40.365
101	Ортоклаз, R1	29.812	16.580	48.641
101*	Ортоклаз, L	20.785	15.926	40.565
101*	Ортоклаз, R	19.443	15.812	41.806
532	Ортоклаз, L	20.888	15.803	47.246
532	Ортоклаз, R	24.288	16.043	46.470
556-б	Ортоклаз, L	25.225	16.157	48.820
556-б	Ортоклаз, R	18.019	15.524	38.292
	Ирельский комплекс			
Л-67	Ортоклаз, R	17.672	15.518	37.100
87316	Ортоклаз, L	18.900	15.663	38.707
87316	Ортоклаз, R	18.419	15.650	38.677

Таблица 33 (*продолжение*)

Номер образца	Порода, минерал	Изотопный состав свинца		
		$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
87317-2	Ортоклаз, L	17.864	15.548	37.812
87317-2	Ортоклаз, R	17.030	15.449	37.108
87339-1	Ортоклаз, L	19.910	15.766	38.958
87339-1	Ортоклаз, R	17.923	15.603	37.718
	Абчадский комплекс			
Ab-1a	Ортоклаз, L	18.668	15.627	40.582
Ab-1a	Ортоклаз, R	21.624	15.979	41.732
Ab-1b	Ортоклаз, L	18.412	15.608	38.309
Ab-1b	Ортоклаз, R	21.316	15.974	41.368
	Иловирьская свита			
Uk-1a	Ортоклаз, R	21.162	15.879	40.531
Uk-1a	Ортоклаз, L	20.350	15.862	40.506
Uk-1b	Ортоклаз, R	21.185	15.967	40.899
Uk-1b	Ортоклаз, L	20.586	15.945	40.788

Примечание. R1 – остаток после HF-выщелачивания.

Таблица 34

Свинцово-изотопные данные для плагиоклазов из анортозитов каларского комплекса

Номер образца	Выщелок, остаток	Изотопный состав свинца		
		$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
3	Остаток	14.799	15.019	34.701
	Выщелок	16.569	15.250	36.495
К-158	Остаток	14.824	15.035	34.840
	Выщелок	17.471	15.449	37.503
КА-17	Остаток	14.121	14.837	33.905
	Выщелок	15.897	15.076	35.498

Таблица 35

Re-Os-изотопные данные для молибденитов месторождений Питкярантского рудного района и рудопроявления Куйваниеми

Номер образца	Рудник	Порода	Re, ppm	^{187}Os, ppb	Возраст, млн лет
			Старое Рудное Поле		
A814	Клее 4	Скарн	470.0 (6)	9041 (22)	1810 (7)
A814	То же	»	479.2 (5)	9216 (22)	1809 (7)
A815	Клее 6	»	192.7 (2)	3610 (9)	1763 (7)
A815	То же	»	196.9 (2)	3764 (9)	1801 (7)
A816	Клее 9	»	182.4 (2)	3496 (8)	1803 (7)
A820	Шварц	»	170.0 (3)	3240 (8)	1793 (8)
A820	»	»	176.2 (2)	3348 (8)	1787 (8)
A820	»	»	183.5 (2)	3489 (8)	1789 (7)
A818	Меер	»	130.1 (1)	2460 (6)	1778 (7)
A817	Меер 2	»	151.2 (2)	2834 (7)	1764 (7)
A817	То же	»	136.7 (2)	2602 (6)	1790 (7)
			Кителя		
391		Скарн	587.3 (9)	11408 (28)	1827 (8)
			Уукса		
067		Штокшайдер	0.0871 (2)	1.456 (4)	1575 (7)
			Куйваниеми		
253		Пегматоид	77.7 (1)	1499 (4)	1814 (8)

Примечание. Образцы с одинаковыми номерами представляют собой индивидуальные пробы выделенного из одного образца молибденита. Погрешность, показанная в скобках, является абсолютной и включает аналитическую неопределенность и неопределенность калибровки спайка. Возраст вычислен с использованием исправленной константы распада ^{187}Re (Smoliar et al., 1996). Общий Os < 5 ppb.

3.2. Анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная магматическая ассоциация

3.2.1. Анортозит-рапакивигранитные магматические комплексы

Для исследования процессов мантийно-корового взаимодействия предпочтительнее использовать объекты, локализованные в областях развития древней континентальной коры, где различия в возрасте становления исследуемых магматических комплексов и корообразования фундамента были довольно резкие. Это связано с тем, что ювенильная новообразованная кора по своим изотопным характеристикам мало отличается от мантии (Liegeois et al., 1998), особенно это касается Sm-Nd изотопной систематики с очень длительным периодом полураспада ^{147}Sm. В регионах с древней континентальной корой в силу резких различий в значениях изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$, $^{87}Rb/^{86}Sr$, $^{238}U/^{204}Pb$ и $^{232}Th/^{204}Pb$ с мантией со временем увеличиваются различия в отношениях радиогенных изотопов к нерадиогенным, таких как $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ в различных резервуарах (Ранний докембрий…, 1993; Emslie et al., 1994). Этому условию идеально отвечает Салминский батолит, локализованный в Саво-Ладожской зоне Свекокарельской складчатой области, расположенной на границе с архейским Карельским кратоном. Древнее позднеархейское основание Саво-Ладожской зоны определяется как по геохронологическим и изотопным, так и по геофизическим данным (Тугаринов, Бибикова, 1980; Шульдинер и др., 2000; Neymark et al., 1994; Huhma, 1986).

3.2.1.1. Салминский батолит

Для изотопных исследований была подобрана систематическая коллекция образцов различных пород Салминского батолита и вмещающих пород в пределах Саво-Ладожской зоны и Карельского кратона (см. рис. 9, 13). В Саво-Ладожской зоне были отобраны образцы пород как инфракомплекса (гнейсограниты куполов позднеархейского возраста), так и раннепротерозойского супракомплекса (сланцы и гнейсы ладожской серии). В Карельском кратоне были исследованы раннедокембрийские гранитоиды. Кроме того, были проведены рекогносцировочные исследования гранитов рапакиви Выборгского массива, а также йотнийских базальтов салминской свиты. Из базальтов были отобраны образцы с наиболее примитивным геохимическим составом (MgO = 8.28—12.06% и #Mg = 54.9—59.0), более примитивным, чем все известные образцы комагматичного Валаамского силла.

Sm-Nd-изотопная систематика. Первичные значения параметра ε_{Nd} в гранитоидах Салминского массива варьируют в достаточно узком диапазоне — от –6.0 до –8.4 независимо от состава пород (табл. 22). Основные породы габбро-анортозитового комплекса имеют практически те же вариации значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ — от –6.6 до –7.9. Значения Nd модельного возраста гранитоидов, за исключением Li-F гранитов и этих основных пород, также идентичны (**T_{Nd}**(DM)-2st = 2.6—2.7 млрд лет). Наиболее радиогенным изотопным составом Nd ($\varepsilon_{Nd}(T)$ от –1.9 до –2.7**)** отличаются высокоглиноземистые габброиды, одни из самых поздних магматических пород батолита. Несколько особняком стоят также и граниты Улялегского массива, тоже самого молодого члена этой магматической ассоциации. Для этих гранитов характерны существенно бóльшие вариации изотопного состава Nd **(**$\varepsilon_{Nd}(T)$ = –9.2 до –4.7 и T_{Nd}(DM)-2st = 2.8—2.5 млн лет**)**,

однако преобладают относительно радиогенные изотопные составы: $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –4.7 до –5.7. Гнейсограниты Кокасельского купола Саво-Ладожской зоны, а также гранит и тоналит Карельского кратона отличаются существенно более низкими значениями $\varepsilon_{Nd}(1.53)$ от –13.0 до –14.0 и более древними значениями модельных Nd возрастов (2.9—3.0 млрд лет), изотопные составы этих пород на диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)$—T (рис. 57) лежат в поле эволюции позднеархейской коры. Биотитовый сланец ладожской серии отличается более радиогенным изотопным составом Nd (**$\varepsilon_{Nd}(1.53) = -5.0$ и $T_{Nd}(DM) = 2.4$ млрд лет**). Линия эволюции ε_{Nd} сланца ладожской серии практически лежит в поле эволюции свекофеннской коры. Изотопные составы пород Салминского батолита лежат между полем изотопной эволюции Nd свекофеннской коры и позднеархейской коры, что резко отличает его от подавляющего большинства плутонов рассматриваемой группы Восточно-Европейской платформы, изотопные составы которых локализованы исключительно в поле свекофеннской коры. Близкий к породам Салминского батолита изотопный состав Nd имеют только несколько мелких анортозит-рапакивигранитных тел наиболее молодого возраста (1.52—1.47 млрд лет) в Центральной Швеции.

Йотнийские основные породы, ассоциирующие в пространстве с породами Салминского батолита, но несколько более молодые (1.46 млрд лет), разделяются на две резко различные по изотопному составу Nd-группы (табл. 22; рис. 57): базальты салминской свиты ($\varepsilon_{Nd}(T)$ от –4.1 до –4.2) и долериты Валаамского силла (**$\varepsilon_{Nd}(T)$ от –8.6 до –9.2**; Upton et al., 1998; Rämö et al., 2001**)**.

Rb-Sr изотопная систематика. Наиболее низкие значения первичного $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения выявлены в поздних высокоглиноземистых габброидах — 0.7032, что в целом близко к значению $^{87}Sr/^{86}Sr$ в SCLM (субконтинентальной литосферной мантии) на это время (табл. 22; рис. 58). В ранних основных породах (анортозитах и йотунитах) I_{Sr} значительно выше (0.7052—0.7057). В апатите из анортозита эта величина имеет близкое значение — 0.7053 и, по-видимому, с учетом крайне низкого $^{87}Rb/^{86}Sr$ в апатите (0.0008), это отношение является наиболее близко отвечающим действительному первичному $^{87}Sr/^{86}Sr$ кристаллизующейся магмы. Для наиболее примитивных гранитоидов (кварцевых сиенитов и выборгитов), отличающихся низкими значениями $^{87}Rb/^{86}Sr$ (2.45—3.62), характерен сравнительно узкий диапазон вариаций I_{Sr} (0.7050—0.7072), причем для большинства образцов он еще меньше — 0.7050—0.7059. На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr$—T (рис. 58) эти граниты лежат в поле эволюции позднеархейской нижней коры с низким Rb/Sr отношением (0.04). На диаграмме ε_{Nd}—I_{Sr} (рис. 59) они вместе с гранитами рапакиви других типов образуют линейный тренд на продолжении мантийной последовательности, резко отличаясь от большинства иных гранитов мира. В более дифференцированных гранитах с более высокими (16.1—112.9) Rb/Sr отношениями вычисленные $^{87}Sr/^{86}Sr$ на возраст кристаллизации сильно варьируют и являются нереалистично высокими (табл. 22). В базальтах салминской свиты величина первичного $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения составляет 0.7053—0.7059 и практически совпадает с таковым в породах анортозитового комплекса. Близкие значения I_{Sr} (0.7041—0.7055) приводятся и для долеритов Валаамского силла (Rämö et al., 2001).

Приведенные Rb-Sr изотопные данные в гранитах рапакиви свидетельствуют о нарушениях этой изотопной систематики. Степень нарушенности системы во многом зависит от величины Rb/Sr пород и от длительности формирования ассоциации пород, слагающих батолит. Максимально эти нарушения проявились в гранитах, особенно в наиболее фракционированных, и минимально — в основных породах. Нарушения Rb-Sr изотопной систематики в гранитах рапакиви отмечают многие исследователи (Шергина и др., 1982; Neymark et al., 1994; Rämö et

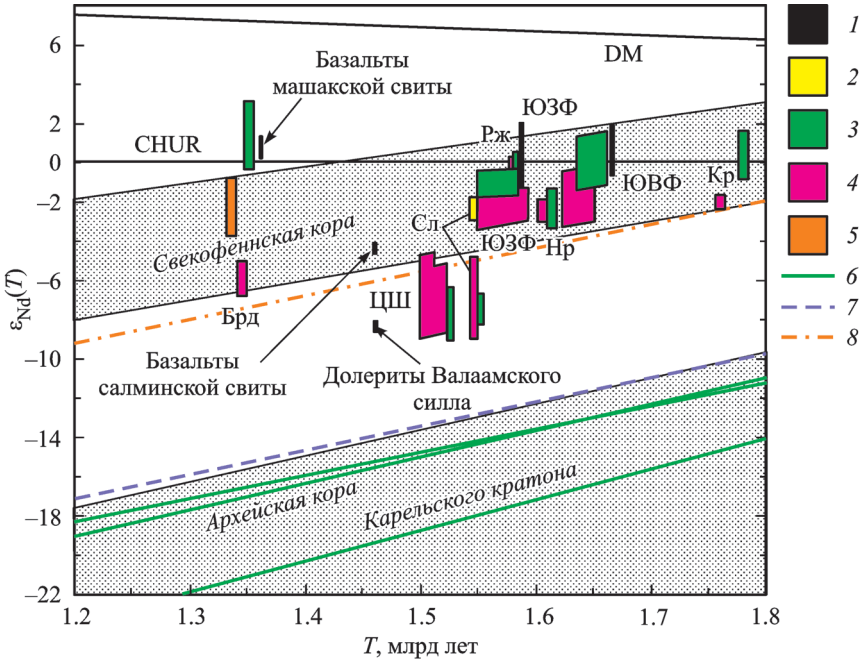


Рис. 57. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$ — T для магматических пород рапакивигранитсодержащих магматических комплексов Восточно-Европейской платформы. С использованием данных: Rämö (1990, 1991); Rämö et al. (1996, 2001); Welin, Lundqvist (1984); Andersson (1997); Степанюк и др. (1998); Довбуш и др. (2000); Попов и др. (2002); Носова и др. (2005); Shumylyanskyy et al. (2006).

1 — дайки диабазов и базальтовые покровы; *2* — высокоглиноземистое габбро; *3* — габбро-анортозитовый комплекс; *4* — граниты рапакиви и ассоциирующие граниты; *5* — щелочные породы; *6—8* — линии эволюции изотопного состава Nd вмещающих пород: *6—7* — раннедокембрийские гранитоиды дорифейского основания Южного Урала (*6* — Тараташский массив, *7* — селянкинский комплекс); *8* — сланцы ладожской серии. Массивы анортозит-рапакивигранитного типа западной части платформы: Кр — Коростеньский, Сл — Салминский, Рж — Рижский, Нр — Нордингра, ЦШ — массивы Центральной Швеции (район Ямтланд—Ангерманланд), ЮВФ — массивы Юго-Восточной Финляндии, ЮЗФ — массивы Юго-Западной Финляндии. Брд — Бердяушский массив ГРГФ-ассоциации восточной части платформы. Показаны поля эволюции изотопного состава Nd свекофеннской и архейской коры (Huhma, 1986, 1987; Patchet, Kouvo, 1986).

al., 1996; Andersson et al., 2002). По-видимому, это совершенно естественно даже в случаях отсутствия более поздних проявлений термального или флюидного воздействия на породы этих комплексов. В условиях повышенных или высоких значений Rb/Sr этих пород, даже небольшого временно́го интервала между кристаллизацией пород и закрытием изотопной системы достаточно, чтобы могли произойти значительные искажения $^{87}Sr/^{86}Sr$ породы в условиях долгоживущей (до 50 млн лет) флюидно-магматической системы таких батолитов. В то же время повышенные значения $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ в ряде образцов обусловлены процессами верхнекоровой контаминации, вероятнее всего на уровне становления батолита, в частности образец порфировидного биотит-амфиболового гранита (В-74-1) из эндоконтактовой зоны Салминского массива и образец крупнозернистого биотит-амфиболового гранита Улялегского массива (16 709). Ниже будет показано на

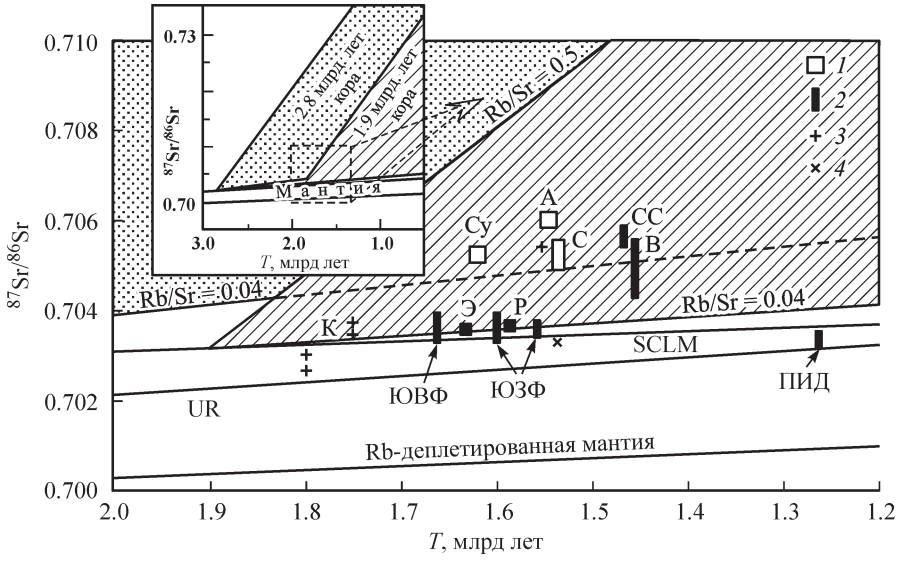


Рис. 58. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$—T для анортозит-рапакивигранитных батолитов западной части Восточно-Европейской платформы. С использованием данных: Suominen (1991); Rämö et al. (1996, 1999); Patchett et al. (1994).

1 — граниты рапакиви; *2* — дайки диабазов и габбро, базальты; *3* — анортозиты; *4* — высокоглиноземистые габброиды. Анортозит-рапакивигранитные батолиты: Р — Рижский, А — Алландский, С — Салминский, К — Коростеньский, ЮВФ — батолиты Юго-Восточной Финляндии (Выборгский, Ахвенисто), ЮЗФ — батолиты Юго-Западной Финляндии (Алландский, Лайтила, Вехма), Э — Эстонский массив, Су — массив Суоминниеми (саттелит Выборгского батолита). Йотнийские (1.46 млрд лет) и постйотнийские (1.26 млрд лет) базитовые комплексы: СС — базальты салминской свиты, В — долериты Валаамского силла, ПИД — постйотнийские долериты Швеции и Финляндии. Здесь и далее: SCLM — субконтинентальная литосферная мантия (среднее значение); SCLM и Rb-деплетированная мантия (по: Фор, 1989). UR — общая силикатная Земля (BSE) (по: Pearson et al., 2004). Rb/Sr = 0.04 — нижняя континентальная кора, Rb/Sr = 0.5 — верхнее ограничение верхней континентальной коры.

основе анализа трех изотопных систем, что в этих образцах проявлены процессы коровой контаминации.

Pb-Pb систематика. Pb-изотопные данные, полученные для остатков после кислотного выщелачивания полевых шпатов из пород Салминского батолита, а также пород, вмещающих Выборгского батолита и йотнийских базитов, рудных галенитов, приведены в табл. 27 и на рис. 60—62. Характерной особенностью всех пород Салминского батолита являются низкие значения параметра μ_2 (8.62—9.50) и повышенные значения параметра κ_2 (3.96—4.46), вычисленные по модели Стейси—Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). На диаграммах $^{206}Pb/^{204}Pb$—$^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 60, 61) точки составов ложатся явно ниже эволюционной кривой Стейси—Крамерса (S—K), между кривыми мантии и нижней коры по модели «Плюмботектоника» (Zartman, Doe, 1981), а значения $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ существенно ниже модельных на возраст батолита. Pb-модельный возраст варьирует в пределах 1.77—2.10 млрд лет, будучи значительно древнее возраста становления батолита. Все это указывает на древний деплетированный по урану протолит для пород Салминского батолита. Разброс

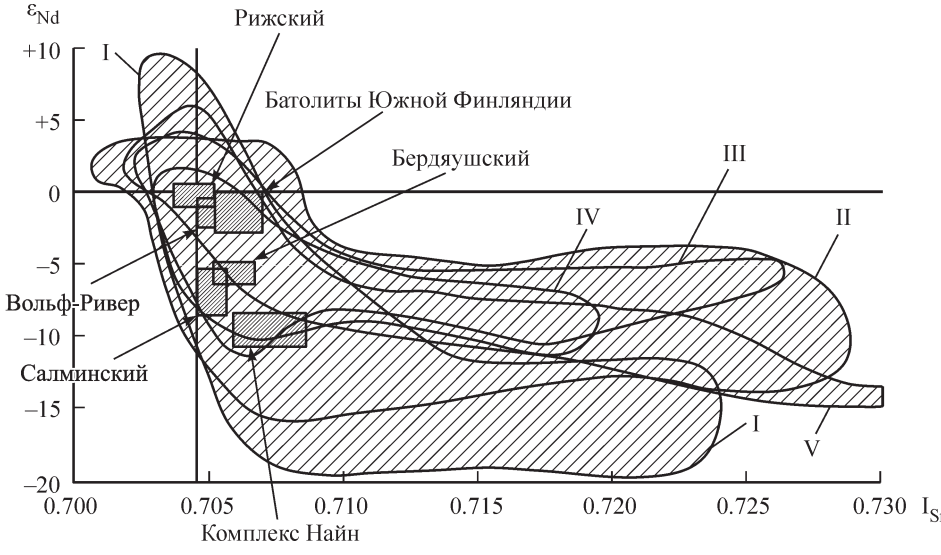


Рис. 59. Диаграмма ε_{Nd}—I_{Sr}, показывающая положение гранитов рапакиви и полей фанерозойских орогенических гранитов мира. По: Taylor, McLennan (1985); Фор (1989); Anderson, Morrison (1992); Emslie et al. (1994); Neymark et al. (1994); Belyaev et al. (1995); Larin et al. (1996); Rämö et al. (1996); Jahn et al. (2000); Dewane, Van Schmus (2007); Vigneresse (2005).

Заштрихованные прямоугольники — поля гранитов рапакиви. I—V — границы полей фанерозойских орогенических гранитов: I — Северо-Американская Кордильера, II — Центральноазиатский складчатый пояс (Китай), III — герциниды Западной Европы, IV — каледониды Западной Европы, V — Южная Австралия.

Pb-изотопных данных не может быть объяснен варьирующими количествами радиогенного Pb в полевых шпатах, так как бóльшая часть точек на диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ образует линейный тренд в «мантийно-нижнекоровой» области с более крутым углом наклона, чем возрастная изохрона (рис. 60). Для ряда остатков после кислотного выщелачивания полевых шпатов были измерены концентрации U и Pb, а в ряде случаев и Th, которые дают вариации 0.01—0.28, 18—58 и 0.16—0.60 ppm соответственно. Pb-изотопные составы, откорректированные на распад U и Th in situ за 1.54 млрд лет, приведены в табл. 27. Эти поправки не привели к ощутимым изменениям в значениях $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$.

Замечательная особенность полученных изотопных данных заключается в том, что основные породы на графиках $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ локализуются в нижней части тренда, в области наиболее примитивных изотопных составов Pb, где они образуют очень компактное поле. Следует отметить, что изотопные составы Pb в основных породах резко отличаются от деплетированной мантии и сдвинуты в направлении кривой эволюции нижней коры, а не мантии. Объяснить подобные изотопные составы Pb основных пород литосферным мантийным источником невозможно, так как последний характеризуется высокими значениями $^{207}Pb/^{204}Pb$ при данном $^{206}Pb/^{204}Pb$ по сравнению с сублитосферной мантией (Pearson et al., 2004). Исходя из этого, полученные Pb-изотопные данные для основных пород могут быть интерпретированы либо как свидетельства нижнекоровой природы этих пород, либо как свидетельства значительной нижнекоровой контаминации первично мантийных мафических магм.

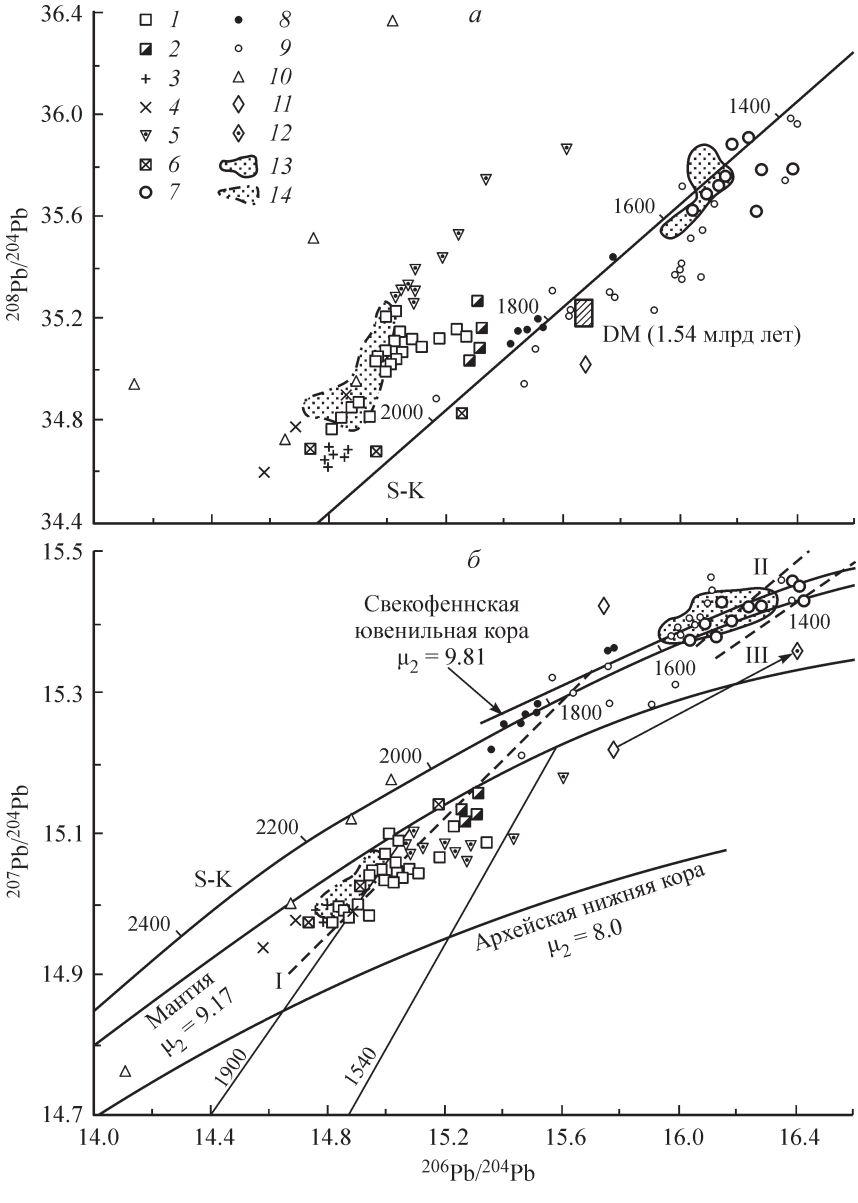


Рис. 60. Диаграммы $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (*а*) и $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (*б*) для полевых шпатов, валовых проб и галенитов Салминского и Выборгского батолитов и вмещающих пород. С использованием данных О. Т. Рамо (Rämö, 1991).

1—6 — Салминский батолит: *1—5* — Салминский массив (*1* — граниты рапакиви, *2* — кварцевые сиениты, *3* — анортозиты, габбронориты, йотуниты, монцониты, *4* — высокоглиноземистые габброиды, *5* — гранит-порфиры эндоконтактовой зоны); *6* — граниты рапакиви Улялегского сателлита; *7* — граниты рапакиви Выборгского батолита; *8—10* — плутонические образования Саво-Ладожской зоны: *8* — мигматиты ладожской серии, *9* — позднеорогенные граниты, *10* — гнейсограниты куполов; *11* — архейский гранит Карельского кратона; *12* — граниты Карельского кратона (пересчитанно на 1.54 млрд лет); *13* — галениты, ассоциирующие с гранитами рапакиви Выборгского батолита; *14* — галениты, ассоциирующие с гранитами рапакиви Салминского батолита (Питкярантский рудный район). I — тренд изотопного состава Pb гнейсо-гранитов куполов на T = 1.54 млрд лет; II — тренд изотопного состава Pb мигматитов ладожской серии на 1.54 млрд лет; III — тренд изотопного состава Pb позднеорогенных гранитов на 1.54 млрд лет.

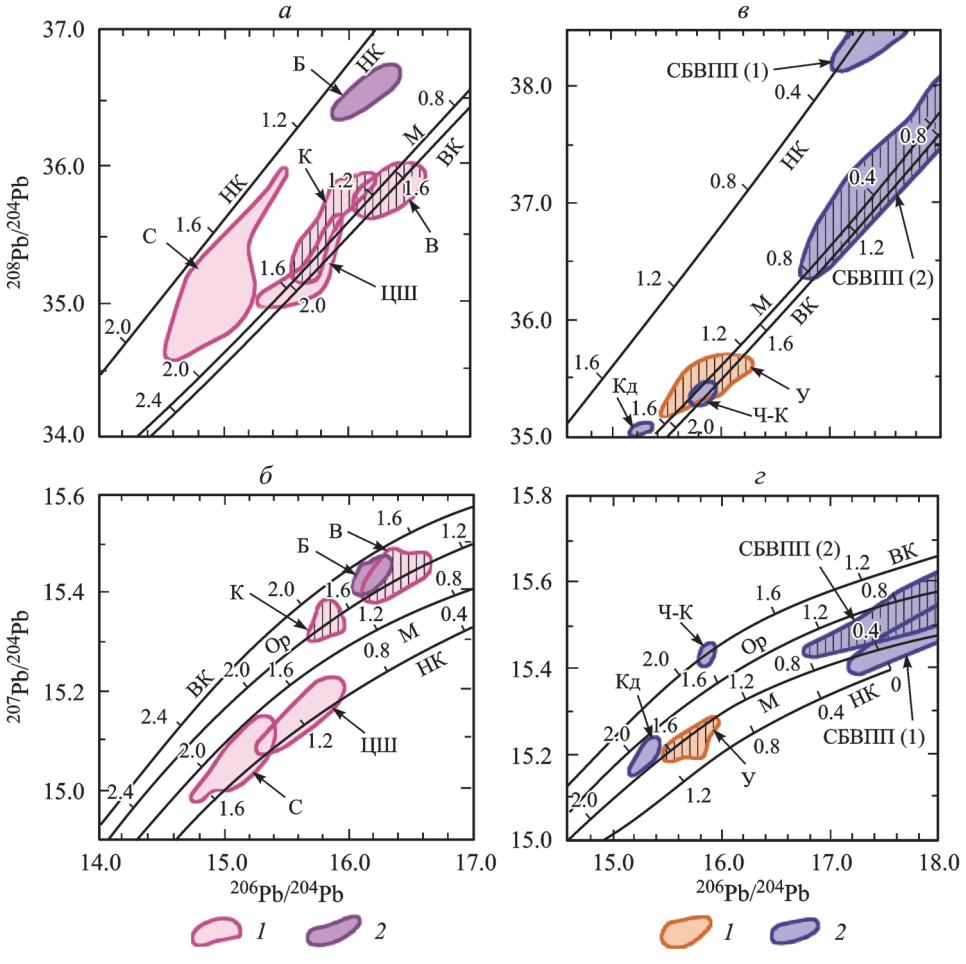


Рис. 61. Диаграммы $^{208}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$ для полевых шпатов гранитов рассматриваемых магматических ассоциаций и ассоциирующих с ними галенитов.

а, *б* — Восточно-Европейская платформа; *в*, *г* — Сибирская платформа. *а*, *б*: *1* — АМЧРГ-, *2* — ГРГФ-ассоциации; *в*, *г*: *1* — АМРГЩГ-, *2* — РГШ-ассоциации. Массивы и комплексы: Б — Бердяушский; В — Выборгский, Вехма, Лайтила, Аланд; К — Коростеньский; Кд — Кодарский; ЦШ — Центральной Швеции (район Ямтланд—Ангерманлан); С — Салминский; СБВПП — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: 1) ранние магматические образования пояса — риолиты малокосинской свиты; 2) граниты ирельского комплекса и поздние кислые вулканиты домугдинской, хибеленской и чайской свит; Ч-К — чуйско-кодарский; У — улкан-джугджурский. Контуры с вертикальной штриховкой — граниты с PR_1 коровыми протолитами, контуры без штриховки — граниты с AR коровыми протолитами. Кривые эволюции изотопного состава свинца: НК, М, Ор и ВК — нижнекоровая, мантийная, орогенная и верхнекоровая кривые соответственно, по модели Плюмботектоника-2 (Zartman, Doe, 1981). Цифры у кривых — модельный возраст (в млрд лет).

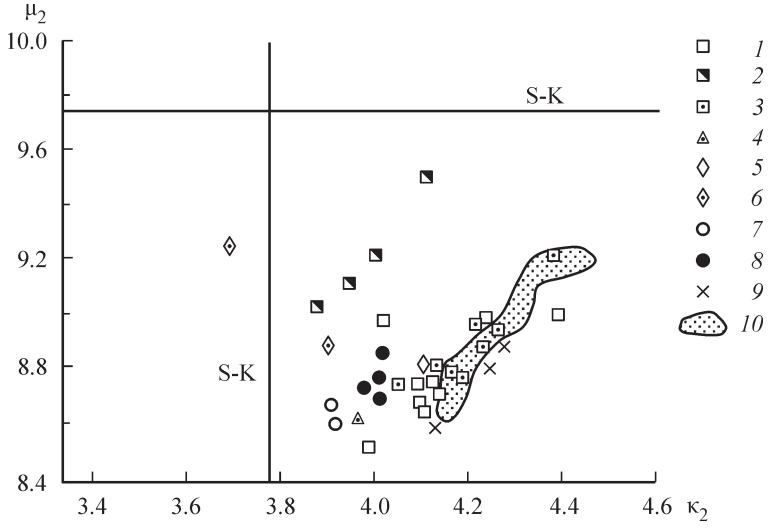


Рис. 62. Диаграмма μ_2—κ_2 для источников пород Салминского батолита (μ_2=$^{238}U/^{204}Pb$; κ_2=$^{232}Th/^{238}U$ на T=0).

1—4 — Салминский массив: *1* — выборгиты и питерлиты, *2* — кварцевые сиениты, *3* — биотитовые граниты, *4* — Li-F граниты (штокшайдеры); *5—6* — Улялегский массив: *5* — биотит-амфиболовые граниты, *6* — биотитовые граниты; *7* — анортозиты; *8* — габбронориты, йотуниты, монцониты; *9* — высокоглиноземистые габброиды; *10* — поле галенитов Питкярантского рудного района. S-K — линии среднего корового изотопного состава свинца (μ_2 = 9.735, κ_2 = 3.78).

Анализ Pb-изотопных данных в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 60) показал, что в общей совокупности точек Салминского батолита можно выделить несколько различных трендов изотопных составов Pb. «Генеральный» тренд (I) собственно Салминского массива совпадает с ареалом изотопных составов рудного Pb месторождений Питкярантского рудного района, генетически связанных с гранитами этого массива (Ларин и др., 1990), а также с трендом изотопного состава Pb гнейсогранитов куполов Саво-Ладожской зоны, пересчитанного на время внедрения Салминского батолита (Ларин и др., 1991). Из этого следует, что вещество, близкое к этим гнейсогранитам по изотопному составу Pb, могло играть роль возможного корового источника для пород Салминского массива. Этот тренд, скорее всего, можно интерпретировать как линию смешения двух древних нижнекоровых компонентов: одного с наиболее примитивным изотопным составом с низкими U/Pb и варьирующим Th/U в источнике, второго с более радиогенным составом и относительно повышенными значениями U/Pb и высокими Th/U в источнике. Судя по существенным различиям в изотопном составе Pb Салминского массива, с одной стороны, а с другой — мигматитов ладожской серии (тренд II) и позднеорогенных гранитов (тренд III) западной части Саво-Ладожской зоны, свекофеннская кора не могла выступать в качестве источника, или даже одного из компонентов последнего, для гранитов Салминского массива. Особенно резко эти различия обнажаются в торогенной системе координат. Изотопные тренды гранитов Улялегского массива и кварцевых сиенитов из восточной части Салминского массива, на границе с Карельским кратоном, в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ имеют практически такую же ориентировку, что и «генеральный» тренд Салминского массива. Первый из

них практически совпадает с трендом Салминского массива, второй продолжает этот тренд в области несколько более радиогенных изотопных составов Pb. В координатах $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ все эти три тренда отчетливо обособляются. Тренд Улялегского массива характеризуется значительным ростом значений $^{206}Pb/^{204}Pb$ (14.726—15.260) на фоне очень слабого роста $^{208}Pb/^{204}Pb$ отношения (34.692—34.828). Он протягивается из области наиболее примитивных значений изотопного состава Pb Салминского батолита в направлении к «граниту Карельского кратона». Тренд кварцевых сиенитов, напротив, отличается ростом отношения $^{208}Pb/^{204}Pb$ (35.065—35.257) при слабых изменениях отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ (15.265—15.317).

Достаточно интересная информация выявляется при анализе изотопных данных в координатах μ_2—κ_2 (рис. 62), где породы Салминского массива образуют несколько субпараллельных трендов. Наиболее обособленным трендом, сдвинутым в область более высоких значений μ_2 и более низких κ_2, но также субпаралельным остальным, является тренд кварцевых сиенитов. Вероятнее всего, эти тренды свидетельствуют о гетерогенности нижней коры региона, в целом отличающейся низкими значениями U/Pb и повышенными Th/U. Совершенно иную направленность демонстрирует тренд изотопных составов Pb Улялегского массива (локализованного уже в Карельском кратоне). Он протягивается от области с низкими значениями μ_2 и повышенными κ_2 (как в наиболее примитивных образцах гранитов Салминского массива) в область повышенных значений μ_2 и пониженных κ_2.

Таким образом, по мере приближения к Карельскому кратону в породах Салминского батолита наблюдается последовательное изменение Pb-изотопных характеристик, что, вероятнее всего, является отражением, с одной стороны, латеральной неоднородности глубинных частей коры Саво-Ладожской зоны, а с другой — существенных различий в изотопном составе нижней коры Саво-Ладожской зоны и Карельского кратона.

Изменения изотопного состава Pb от основных пород к гранитам, а также в пределах выделенных совокупностей (трендов), скорее всего, отражают вертикальную зональность коры. Наиболее примитивные (нижнекоровые) изотопные составы Pb основных пород, по-видимому, несут информацию о наиболее глубинных частях континентальной коры этого региона. Формирование анортозитовой магмы рассматриваемых ассоциаций осуществлялось при значительных масштабах коровой контаминации в магматических камерах, расположенных вблизи границы M (Ashwal, 1993; Emslie et al., 1994). Более «длинные» тренды изотопных составов Pb гранитов с бóльшими вариациями параметров μ_2 и κ_2, а также с более радиогенными изотопными составами Pb обусловлены вовлечением в процесс плавления пород не только самых низов коры, но и более высоких коровых уровней. Для Салминского массива подразумевается смешение нижнекорового компонента с низкими значениями μ_2 (~8.5) и умеренными κ_2 (~3.9), с одной стороны, и корового компонента с более высокими значениями μ_2 (~9.2) и κ_2 (~4.4) — с другой. Для Улялегского массива, по-видимому, наиболее приемлем вариант смешения компонента, аналогичного нижнекоровому компоненту Салминского массива и корового компонента с более высокими значениями μ_2 (~9.2) и относительно низкими значениями κ_2 (~3.7). Вероятнее всего, этот второй компонент отвечает континентальной коре Карельского кратона (μ_2 ~9.0—9.1 и κ_2 ~3.4).

Таким образом, изотопный состав Pb основных пород, вероятнее всего, отражает изотопный состав самых нижних частей коры Саво-Ладожской зоны. Граниты рапакиви Салминского массива, по-видимому, отражают вариации изо-

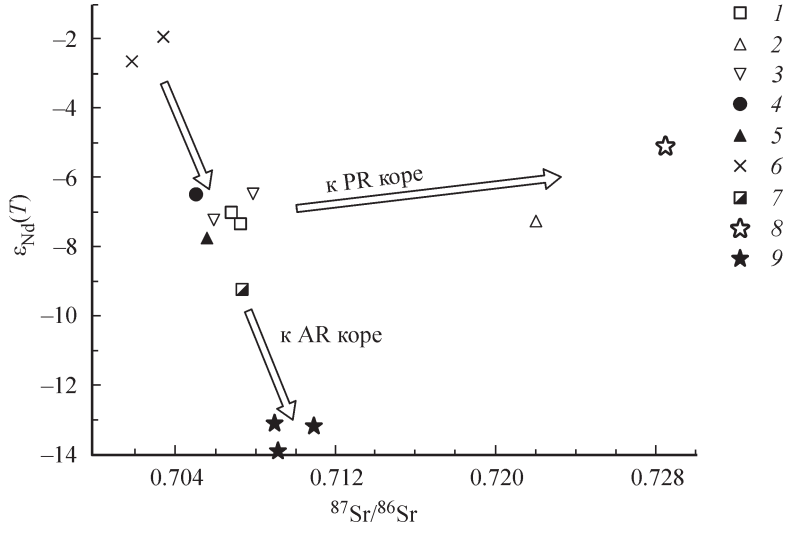


Рис. 63. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$ — $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ для пород Салминского батолита.

1—6 — Салминский массив: *1* — питерлиты и выборгиты центральной части массива, *2* — биотит-амфиболовые гранит-порфиры эндоконтактовой зоны, *3* — кварцевые сиениты, *4* — анортозиты, *5* — габбронорит, *6* — высокоглиноземистые габброиды, *7* — биотит-амфиболовый гранит Улялегского массива; *8* — сланец ладожской серии, *9* — гнейсогранит Кокасельского купола и архейские гранитоиды Карельского кратона.

топного состава Pb более верхних горизонтов нижней коры этой зоны, тогда как граниты Улялегского массива отражают смешанный нижнекоровый компонент Саво-Ладожской зоны и Карельского кратона. В целом же коровые протолиты Салминского батолита являются «классическими» древними нижнекоровыми (Zartman, Doe, 1981) с низкими значениями параметра μ_2 (8.53—9.23) и повышенными κ_2 (3.86—4.28).

Кроме этих трендов, определяемых глубинными процессами смешения корового вещества из различных источников в ходе генерации первичной магмы гранитов рапакиви, фиксируется еще и тренд контаминации на уровне становления Салминского массива. Биотит-амфиболовый гранит-порфир эндоконтакотовой зоны Салминского массива образует в системе координат $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ «боковой» тренд, ответвляющийся от «генерального» тренда под пологим углом в область существенно более радиогенных изотопных значений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и несколько менее радиогенных $^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 60, *б*). Подобный же тренд с резким возрастанием $^{208}Pb/^{204}Pb$ фиксируется и в торогенной системе координат (рис. 60, *а*). Наличие такого тренда, а также высокая гетерогенность изотопного состава Pb даже в пределах одного овоида полевого шпата (табл. 27, обр. В-74), скорее всего, являются следствием коровой контаминации на уровне становления массива вмещающими сланцами и гнейсами ладожской серии. Этот «длинный» тренд с существенно более радиогенными $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ указывает на то, что в роли контаминанта выступали уже верхнекоровые породы, существенно обогащенные U и Th (Larin et al., 1996). На важную роль этих пород в процессе контаминации указывают также и повышенные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в граните эндоконтактовой зоны (рис. 63).

3.2.1.2. Сравнительный анализ плутонов анортозит-рапакивигранитного типа западной части Восточно-Европейской платформы

Анализ данных по изотопному составу анортозит-рапакивигранитных комплексов (Vaasjoki, 1977; Ларин и др., 1990, 1991; Suominen, 1991; Rämö, 1991, 1999; Neymark et al., 1994; Larin et al., 1996; Rämö et al., 1996; Lindh, Johansson, 1996; Andersson, 1997; Довбуш и др., 2000; Andersson et al., 2002; Shumylyanskyy et al., 2006) западной части Восточно-Европейской платформы в пределах обширной палеопротерозойской складчатой области, объединяющей складчатые сооружения Фенноскандинавского и Сарматского тектонических доменов, свидетельствует об уникальности Nd-Sr-Pb изотопной систематики Салминского батолита. Кроме того, в пределах этой громадной территории можно выделить еще два различных типа рассматриваемых комплексов: 1) тип Выборгского батолита и 2) тип массивов Центральной Швеции в районе Ямтланд—Ангерманлан (табл. 36). Остановимся на краткой характеристике этих двух типов.

К первому типу, наиболее характерным и наиболее изученным представителем которого является Выборгский батолит и его сателлиты (1.66—1.62 млрд лет), относится подавляющее большинство анортозит-рапакивигранитных плутонов всей этой громадной территории. На Балтийском щите и на территории Балтии батолиты этого типа развиты исключительно в свекофеннской зоне, где, по изотопным данным, отсутствует архейская кора (Huhma, 1986, 1987). Возраст плутонов этого типа в Фенноскандинавском домене варьирует от 1.66 до 1.54 млрд лет, а в Сарматском домене существенно древнее — 1.79—1.75 млрд лет. Значения первичного ε_{Nd} гранитов рапакиви варьируют от близких к CHUR до –3.1 (Rämö et al., 1996; Lindh, Johansson, 1996; Довбуш и др., 2000). Основные породы отличаются несколько более радиогенным изотопным составом Nd (ε_{Nd} от –1.7 до +2.1). Характерной особенность пород этого типа является то, что на диаграмме $\varepsilon_{Nd} - T$ (рис. 57) практически все они локализованы в поле эволюции ε_{Nd} свекофеннской континентальной коры, исключение составляют только некоторые наиболее ранние и геохимически наиболее примитивные дайки диабазов, имеющие более радиогенный изотопный состав Nd, чем породы габбро-анортозитового комплекса. Изотопные характеристики Sr основных пород как диабазовых даек, так и пород габбро-анортозитового комплекса (I_{Sr} = 0.7035—0.7037) близки среднему составу SCLM (рис. 58). Граниты также характеризуются сравнительно малорадиогенным изотопным составом Sr (I_{Sr} = 0.7052—0.7060), что свидетельствует об источнике с низким значением Rb/Sr (Suominen, 1991; Rämö, 1999). На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr—T$ (рис. 58) они лежат в поле нижней коры свекофеннского возраста, а на диаграмме $\varepsilon_{Nd}—I_{Sr}$ (рис. 59) они вместе с гранитами рапкиви Салминского батолита образуют линейный тренд в четвертом квадранте, на продолжении мантийной последовательности, и резко отличаются от подавляющего большинства гранитов мира. Pb-изотопные характеристики гранитов и основных пород (Rämö, 1991) практически идентичны и коррелируются с Pb-изотопной эволюцией раннесвекофеннских источников (Vaasjoki, 1981). Они полностью соответствуют ювенильному палеопротерозойскому коровому источнику (μ_2 = 9.62—9.98 и κ_2 = 3.56—3.97), что близко к среднекоровому — μ_2 = 9.74 и κ_2 = 3.78 (Stacey, Kramers, 1975). Модельный возраст близок возрасту кристаллизации пород. Исследования изотопной систематики Pb в основных породах Выборгского батолита показали, что процессы коровой контаминации практически полностью «стирают» информацию о мантийном источнике (Rämö, 1991). На диаграммах $^{207}Pb/^{204}Pb—^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb—^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 60) изотопный состав обыкновенного Pb гранитов Выборгского массива и сингене-

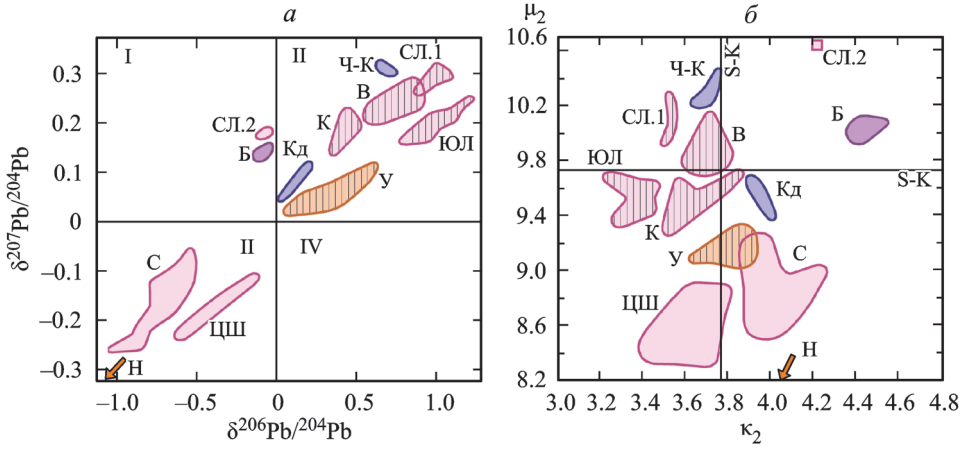


Рис. 64. Изотопный состав первичного свинца гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ в координатах $\delta^{207}Pb/^{204}Pb$—$\delta^{206}Pb/^{204}Pb$ (*а*) и μ_2—κ_2 (*б*). С использованием данных: Щербак и др. (1989); Rämö (1991); Andersson (1997); Anderson et al. (2003).

$\delta^{207}Pb/^{204}Pb$ и $\delta^{206}Pb/^{204}Pb$ — отклонения измеренных изотопных отношений пород от модельных величин мантии соответствующего возраста. Диаграмма предложена Л. А. Неймарком (1990). **I квадрант.** Древний обогащенный источник, претерпевший этап обеднения. Возможно несколько типов такого источника. Это и архейская кора относительно кислого состава (повышенные значения U/Pb отношения), подвергнутая гранулитовому метаморфизму в протерозое. Такой же тип изотопного состава свинца должны иметь объекты, источниками которых являются древние осадочные породы, возникшие за счет исходных пород кислого состава и потерявшие значительную долю урана в зоне гипергенеза. **II квадрант.** Обогащенный источник (верхняя кора). **III квадрант.** Обедненный источник (нижняя континентальная кора). **IV квадрант.** Древний обедненный источник, претерпевший этап обогащения (например, архейская нижняя континентальная кора, гранитизированная в протерозое). Термины «обогащенный» или «обедненный» подразумевают величину U/Pb отношения, бóльшую или меньшую по сравнению с модельным мантийным резервуаром. Усл. обозн. см. рис. 61. Контуры с вертикальной штриховкой — граниты с PR_1 коровыми протолитами, без штриховки — граниты с AR коровыми протолитами. Массивы и комплексы: С — Салминский, Б — Бердяушский, В — Выборгский, К — Коростеньский, ЦШ — Центральная Швеция (массивы района Ямтланд-Ангерманлан); Ч-К — Чуйско-Кодарский; Кд — Кодарский; У — Улканский; СЛ.1, СЛ.2, ЮЛ — Шерман-батолит, комплекс Ларами (США, Вайоминг): СЛ.1 — массив Мул-Крик, СЛ.2 — массив Ричин-Хилс, ЮЛ — южная часть Шерман батолита, Н — Найн, S-K — линии среднего корового изотопного состава свинца ($\mu_2 = 9.735$, $\kappa_2 = 3.78$).

тичных галенитов лежит на линии эволюции свекофеннской ювенильной коры ($\mu_2 = 9.81$, близкой к среднекоровой кривой S-K), между трендами изотопных составов Pb мигматитов и позднеорогенных гранитов свекофеннской зоны. На рис. 61 изотопные составы массивов этого типа тяготеют к орогенной эволюционной кривой (модель Плюмботектоника; Zartman, Doe, 1981). Изотопные составы Коростеньского батолита (1.79—1.75 млрд лет) смещены по ней относительно Выборгского батолита в область менее радиогенных (более древних) составов. Модельный возраст пород Коростеньского плутона близок к возрасту кристаллизации этих пород. На δ-Pb диаграмме (рис. 64, *а*) все плутоны этого типа попадают во второй (верхнекоровый) квадрант, а на диаграмме μ_2—κ_2 (рис. 64, *б*) тяготеют к пересечению линий среднекоровых значений μ_2 и κ_2. Все это однозначно свидетельствует о том, что важнейшим компонентом источника гранитов

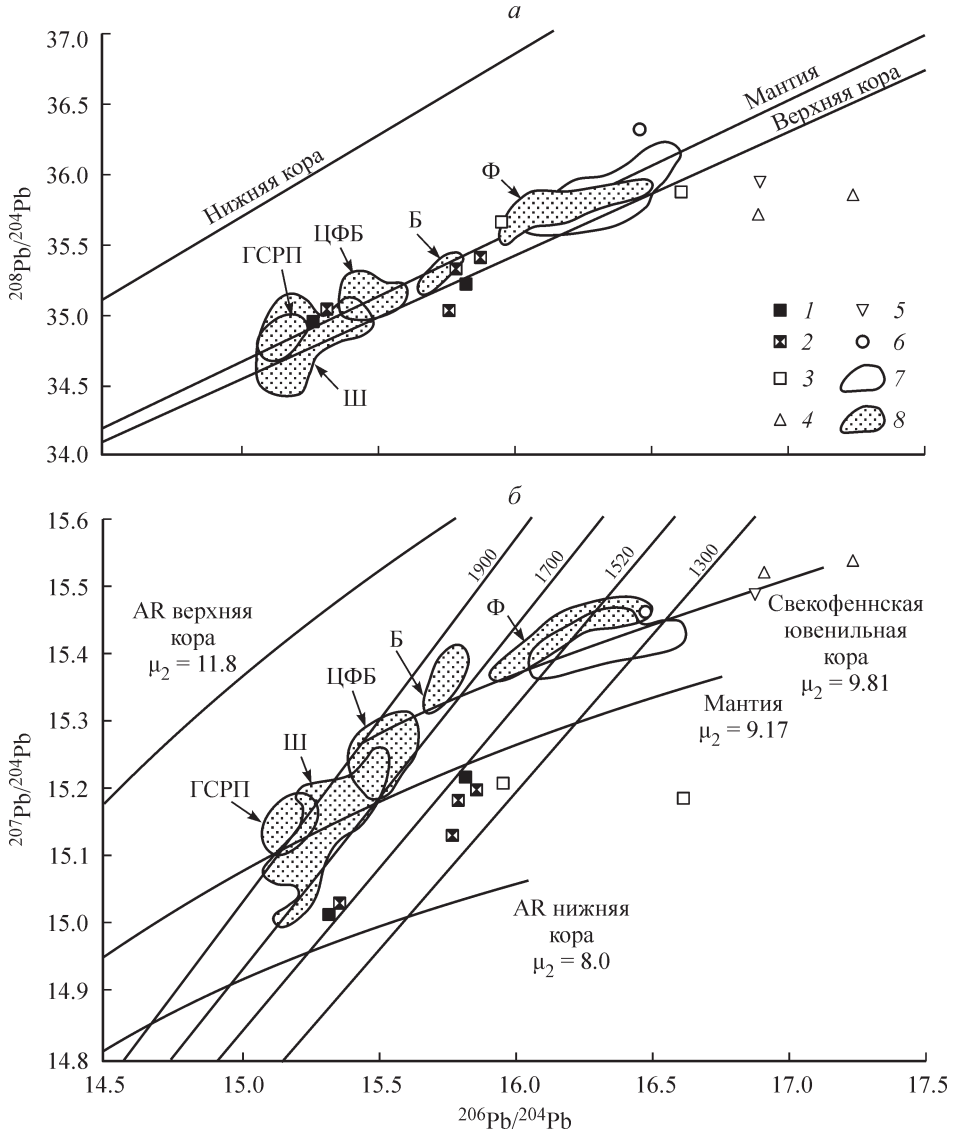


Рис. 65. Диаграммы $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (*а*) и $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (*б*) для полевых шпатов и валовых проб анортозит-рапакивигранитных плутонов Центральной Швеции. По: Andersson (1997); Vaasjoki (1977, 1981); Rämö (1991).

1—3 — полевые шпаты из пород анортозит-рапакивигранитных плутонов района Ямтланд-Ангерманлан (массивы Мардсье, Мулнасет, Нордсье): *1* — мафические породы, *2* — сиениты, *3* — граниты; *4—6* — валовые пробы: *4* — позднеорогенные граниты Ревзунд, *5* — раннесвекофеннские граниты, *6* — свекофеннские метаморфические метаосадочные порды; *7* — поле обыкновенного свинца гранитов рапакиви Выборгского батолита; *8* — поля галенитов: Ф — из финских гранитов рапакиви, Б — рудный район Бергслаген, ЦФБ — из Центральнофинского батолита; ГСРП — Главный сульфидный рудный пояс. Все галениты, за исключением галенитов из финских гранитов рапакиви, из свекофеннских полиметаллических месторождений. На диаграммах — эволюционные кривые: *а* — по модели «плюмботектоника» (Zartman, Doe, 1981); *б* — по двухстадийной модели (Stacey, Kramers, 1975) для различных резервуаров с различными значениями $\mu_2(^{238}U/^{204}Pb)$.

рапакиви этого типа была ювенильная относительно молодая свекофеннская кора. Важно отметить, что на основе геохимических и Nd-изотопных данных обосновано, что щелочные сиениты, крайне ограниченно развитые, в некоторых массивах этого типа генетически связаны с гранитами рапакиви и имеют единый с ними источник (Rämö, 1991).

Массивы второго типа (1.53—1.47 млрд лет, Центральная Швеция), в основном небольшие интрузивные, иногда субвулканические, тела (Мардсъе, Нордсъе, Мулнасет, Стромсуд и Родо), за исключением довольно крупного плутона Рагунда (рис. 9), резко отличаются от массивов первого типа и во многом схожи с Салминским батолитом (Andersson, 1997; Andersson et al., 2002). Для них также характерны низкие отрицательные значения первичного ε_{Nd} — от –4.8 до –8.5 (рис. 57), близкие вариации значений I_{Sr} в основных породах (0.7036—0.7053) и примитивный изотопный состав Pb. Однако в отличие от Салминского батолита изотопный состав Pb массивов этого типа является несколько более радиогенным. Кроме того, нижнекоровый компонент пород из массивов Центральной Швеции обеднен не только U, но и Th (μ_2 = 8.30—9.02 и κ_2 = 3.42—3.81). Эти сходства и различия между массивами Центральной Швеции и Салминским батолитом прекрасно иллюстрируются диаграммами δPb и μ_2—κ_2 (рис. 64). На диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 65) изотопные составы пород массивов рассматриваемого типа ложатся между архейской нижнекоровой и мантийной кривыми, тяготея к изохроне 1520 млн лет, представляющей собой линию смешения древнего нижнекорового компонента и более молодого компонента — свекофеннской ювенильной коры (Andersson, 1997). Важно отметить, что вмещающие эти массивы орогенические гранитоиды и метаморфические породы лежат на кривой эволюции свекофеннской ювенильной коры (μ_2 = 9.81), предложенной О. Рамо (Rämö, 1991), которая имеет начальную точку в поле Центральнофинского батолита. Введение поправки на радиогенный Pb в этих породах приводит их первоначальный изотопный состав Pb в это же поле (Andersson, 1997). Изотопные (Nd и Pb) составы вмещающих супракрустальных пород и гранитоидов близки к классической свекофеннской ювенильной коре и резко отличаются от изотопного состава рассматриваемых массивов рапакиви. В то же время следует отметить, что вмещающие сланцы ботния несколько отличаются от типичной свекофеннской коры Южной Финляндии менее радиогенным изотопным составом Nd (Claesson, Lundqvist, 1995). Это вместе с изотопными данными по анортозит-рапакивигранитным плутонам может служить косвенным указанием на возможность существования в нижней коре этого региона доменов с архейской корой. По мнению У. Андерссона (Andersson, 1997), эта архейская нижняя кора была отделена в ходе палеопротерозойского (досвекофеннского) рифтогенеза от северо-западной части Карельского кратона.

Подводя итог проблемы коровых компонентов, выступавших в качестве потенциальных источников рассматриваемых гранитов рапакиви, можно с большей или меньшей долей уверенности выделить три таких компонента. Первый из них наиболее близок к свекофеннской ювенильной коре (Huhma, 1986, 1987; Rämö, 1991, 1999). Изотопные характеристики этого компонента соответствуют ювенильной континентальной коре, сформированной на конвергентной границе континент—океан в возрасте около 1.9 млрд лет. Второй компонент — это неоархейская нижняя континентальная кора, деплетированная на крупноионные LIL-элементы, с низким U/Pb, Rb/Sr и повышенным Th/U. Нижняя континентальная кора этого типа характерна для основания Саво-Ладожской зоны. Третий компонент также имеет изотопные характеристики древней нижней континентальной коры. От предыдущего его отличает

деплетированность и по U, и по Th. Этот нижнекоровый компонент входит в состав источника гранитов рапакиви Центральной Швеции. Судя по косвенным данным, этот тип архейской коры свойствен северо-западной части Карельского кратона. Предварительные изотопные данные указывают на то, что близкий тип нижней коры имеет место и в юго-западной части кратона, на границе с Саво-Ладожской зоной. Из этого следует, что Саво-Ладожская зона, вероятнее всего, не представляет собой краевую часть Карельского кратона, на которой в раннем протерозое была заложена пассивная континентальная окраина, а является самостоятельным и чужеродным террейном, причлененным к этому кратону в ходе свекофеннской орогении.

Таким образом, в западной части Восточно-Европейской платформы отчетливо выделяются три «изотопно-различных» типа анортозит-рапакивигранитных комплексов (табл. 36), имеющих различное тектоническое положение в пределах обширной палеопротерозойской складчатой области, объединяющей складчатые сооружения Фенноскандинавского и Сарматского тектонических доменов. Комплексы первого типа (Выборгский массив) являются доминирующими и приурочены к осевой (свекофеннской) части этой складчатой области, зоне распространения ювенильной палеопротерозойской континентальной коры. Массивы центральношведского типа локализованы в краевой части свекофеннской зоны (Ботнийский бассейн), где в глубинных горизонтах присутствуют домены архейской нижней коры — возможно, фрагменты Карельского кратона. Третий тип представлен единственным Салминским батолитом, распложенным в шовной зоне, разделяющей Карельский кратон и Свекокарельскую складчатую область. Коровый протолит этих гранитов представлен архейской нижней корой,

Таблица 36

Типы «изотопно-различных» массивов анортозит-рапакивигранитного типа западной части Восточно-Европейской платформы

Компоненты	Типы массивов		
	выборгский	салминский	центральношведский
	Выборгский, Алланд, Лайтила, Вехмаа, Рижский, Нордингра, Коростеньский, 1790—1540 млн лет	Салминский, Улялегский, 1547—1530 млн лет	Родо, Рагунда и район Ямтланд—Ангерманлан, 1525—1500 млн лет
	Гранитоиды		
$\varepsilon_{Nd}(T)$	+0.1 до –3.1	–5.7 до –9.2	–4.8 до –8.2
I_{Sr}	0.7052—0.7060	0.7044—0.7053	?
μ_2	9.63—9.98	8.53—9.23	8.32—8.89
κ_2	3.56—3.86	3.86—4.38	3.42—3.76
	Основные породы		
$\varepsilon_{Nd}(T)$	+2.1 до –1.7	–1.9 до –7.9	–6.2 до –8.5
I_{Sr}	0.7035—0.7037	0.7032—0.7057	0.7036—0.7053
μ_2	9.62—9.99	8.61—8.90	8.30—9.02
κ_2	3.65—3.97	3.93—4.25	3.55—3.81

Примечание. Привлечены данные: Rämö (1990, 1991); Rämö et al. (1996); Andersson (1997); Степанюк и др. (1998).

гетерогенность состава которого обусловлена его положением на стыке двух различных крупных тектонических структур. Характерной особенностью этих трех комплексов, несмотря на выявленные «изотопные» различия, отражающие участие разных по возрасту и составу коровых протолитов в петрогенезисе гранитов рапакиви, является отмечаемая многими авторами (Vorma, 1976; Rämö, Haapala, 1995, 1996; Rämö et al., 1996; Frost, Frost, 1997; Haapala et al., 2005) удивительная их устойчивость по набору пород, минеральному составу и химизму минералов, а также по геохимическим особенностям пород.

В заключение хотелось бы подчеркнуть целесообразность использования трех изотопных систематик для решения проблем о характере и возрасте коровых протолитов гранитов. Sr-изотопная систематика продемонстрировала то, что для всех рассматриваемых нами комплексов характерен источник с низким Rb/Sr отношением, который может либо быть представлен веществом нижней коры, либо иметь смешанную мантийно-коровую природу. Nd-систематика позволила разделить протолиты с ювенильной континентальной корой и протолиты, образованные в результате смешения древней архейской коры и некоего молодого компонента (молодая кора или мантия). Pb-изотопная систематика дала более тонкие различия как по времени формирования коровых компонентов, так и по некоторым особенностям их древней предыстории, которые нашли свое отражение в степени их деплетированности по U и Th.

3.2.1.3. Ограничения на источники пород

Анализ геологических, геохимических и изотопных данных позволяет дать некоторые ограничения на источники пород этой ассоциации. Учитывая бимодальный характер комплексов этого типа, целесообразно рассмотреть эти ограничения раздельно для основных и кислых пород. Отмеченное выше сходство по составу различных анортозит-рапакивигранитных комплексов, рассеянных по громадной площади Восточно-Европейской платформы и сформированных в возрастном диапазоне около 300 млн лет, по-видимому, говорит о некоем едином механизме их формирования. При этом изотопные различия данных комплексов, вероятнее всего, обусловлены влиянием литосферного компонента.

Основные породы

Основные породы рассматриваемой ассоциации включают две группы: 1) дайки диабазов и покровы базальтов; 2) габбро-анортозитовый комплекс. Мантийный источник для диабазов и базальтов не вызывает сомнений, тогда как для габбро-анортозитового комплекса существуют две альтернативы — мантийный источник, которого придерживается большинство исследователей (Emslie, 1980; Basu, Pettingill, 1983; Ashwal et al., 1986; Demaiffe et al., 1986; Menuge, 1988; Rämö, 1991), и нижнекоровый (Duchesne et al., 1985; Schärer et al., 1996; Bolle et al., 2003). Вариации изотопных характеристик диабазов из дайковых роев, связанных с Выборгским и Алландским батолитами, явно указывают на обогащенный LREE-мантийный источник. Эти породы кристаллизовались из дифференцированной Fe-обогащенной толеитовой магмы. Корреляция изотопного состава Nd с индикаторами фракционирования свидетельствует об эволюции этой магмы в условиях открытой системы, контаминация магмы свекофеннским коровым веществом осуществлялась попутно с фракционной кристаллизацией (Rämö, 1991). Pb-изотопные данные по этим породам также подтверждают коровую контаминацию.

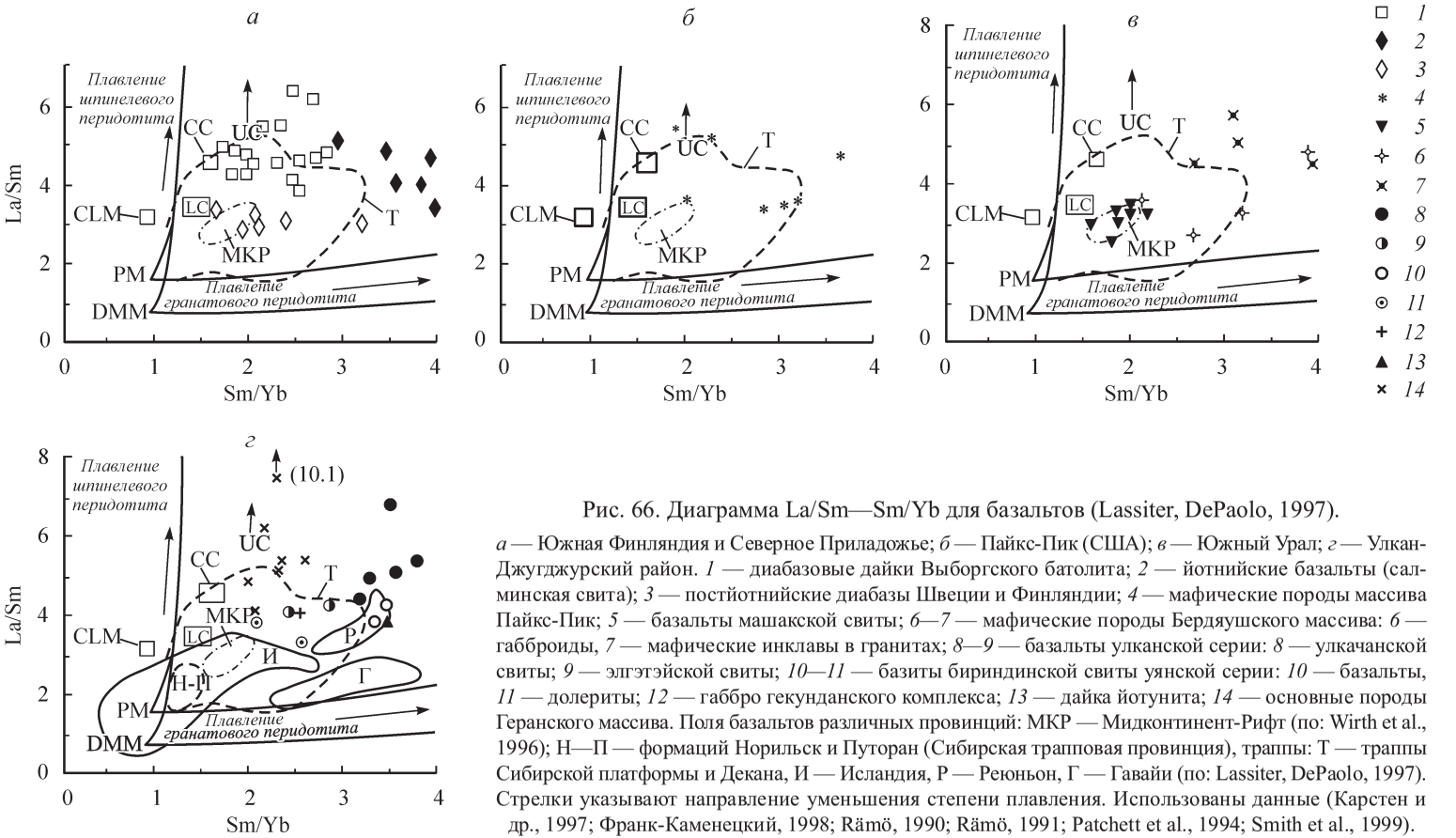


Рис. 66. Диаграмма La/Sm—Sm/Yb для базальтов (Lassiter, DePaolo, 1997).

а — Южная Финляндия и Северное Приладожье; *б* — Пайкс-Пик (США); *в* — Южный Урал; *г* — Улкан-Джугджурский район. *1* — диабазовые дайки Выборгского батолита; *2* — йотнийские базальты (салминская свита); *3* — постйотнийские диабазы Швеции и Финляндии; *4* — мафические породы массива Пайкс-Пик; *5* — базальты машакской свиты; *6—7* — мафические породы Бердяушского массива: *6* — габброиды, *7* — мафические инклавы в гранитах; *8—9* — базальты улканской серии: *8* — улкачанской свиты; *9* — элгэтэйской свиты; *10—11* — базиты бириндинской свиты уянской серии: *10* — базальты, *11* — долериты; *12* — габбро гекунданского комплекса; *13* — дайка йотунита; *14* — основные породы Геранского массива. Поля базальтов различных провинций: МКР — Мидконтинент-Рифт (по: Wirth et al., 1996); Н—П — формаций Норильск и Путоран (Сибирская трапповая провинция), траппы: Т — траппы Сибирской платформы и Декана, И — Исландия, Р — Реюньон, Г — Гавайи (по: Lassiter, DePaolo, 1997). Стрелки указывают направление уменьшения степени плавления. Использованы данные (Карстен и др., 1997; Франк-Каменецкий, 1998; Rämö, 1990; Rämö, 1991; Patchett et al., 1994; Smith et al., 1999).

Бóльшая часть внутриконтинентального основного магматизма происходит за счет адиабатического апвеллинга мантийного материала, который может быть обусловлен литосферным растяжением или же мантийными плюмами (Watson, McKenzie, 1993). Роль адиабатической декомпрессии литосферной мантии в генезисе базитовых магм, как правило, невелика (Farmer, 2003). В рассматриваемом случае последний механизм, как доминирующий, маловероятен, так как формирование анортозит-рапакивигранитных плутонов имело место в ходе процессов активного рифтинга, сопровождавшегося пролонгированным и дискретным магматизмом (продолжительностью до 50 млн лет) в условиях подъема сублитосферной мантии и утонения литосферы (Korja, Heikkinen, 1993). По данным И. Хаапала и др. (Haapala et al., 2005), формирование исходных магм этих пород осуществлялось, вероятнее всего, за счет двух мантийных источников — литосферного и сублитосферного. Изотопно-геохимические исследования даек постйотнийских (1.26 млрд лет) внутриплитных диабазов, первичная магма которых была образована за счет смешения вещества литосферной и сублитосферной мантии, практически без участия коровой контаминации (Patchett et al., 1994), показали, что SCLM в свекофеннской зоне на период 1.26 млрд лет имела следующие изотопные характеристики Nd и Sr: $\varepsilon_{Nd} \leq +0.4$, $^{87}Sr/^{86}Sr \geq 0.7035$. Эти данные не противоречат представлениям (Haapala et al., 2005) о двух мантийных источниках базитовых магм анортозит-рапакивигранитных комплексов типа Выборгского батолита.

Геохимические данные, в частности высокие Ba/Nb и Ba/La (рис. 19) в диабазовых дайках Выборгского батолита, также указывают на литосферный мантийный источник. На это указывают и отрицательные аномалии Nb, Ti, Zr, Th, U на спайдерграмме этих пород (рис. 15, *е*). Постйотнийские диабазы, согласно геохимическим и изотопным данным (Patchett et al., 1994), отличаются большей долей сублитосферного мантийного компонента. Диаграмма La/Sm—Sm/Yb (рис. 66) демонстрирует умеренные и низкие степени парциального плавления мантийного перидотита при более высокой степени коровой контаминации диабазовых даек анортозит-рапакивигранитных комплексов. На диаграмме Th/Ta—La/Yb (рис. 67) эти две группы диабазов образуют тренд, ориентированный от области перекрытия поля MORB и OIB к верхней коре. Диабазы анортозит-рапакивигранитных комплексов и здесь демонстрируют бóльшую степень коровой контаминации. На существенно бóльшую степень коровой контаминации этих диабазовых даек по сравнению с йотнийскими и постйотнийскими диабазами указывает и распределение составов на диаграмме Th—Hf/3—Ta (рис. 20, *б*), где первые смещены относительно вторых по тренду смешения в поле известково-щелочных базальтов.

В породах габбро-анортозитового комплекса степень коровой контаминации существенно возрастает, на что указывает снижение степени радиогенности изотопного состава Nd от диабазовых даек к анортозитам Выборгского и Алландского батолитов (Rämö, Haapala, 1996; Haapala et al., 2005). Для габбро-анортозитового комплекса Салминского батолита вариации первичных значений ε_{Nd} от –7.9 до –1.9 и $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.7057 до 0.7032 (табл. 36; рис. 57, 58) свидетельствуют об «обогащении» их источника, в котором отношение Rb/Sr выше, а Sm/Nd ниже, чем в CHUR и DM. Подобное «обогащение» могло быть обусловлено как коровой контаминацией, так и происхождением исходной магмы из обогащенного мантийного источника либо комбинацией того и другого. О существенной роли литосферного компонента в генезисе основных пород Салминского батолита свидетельствуют и геохимические данные (Nb- и Ta-минимумы на спайдергаммах, высокие значения Ba/Nb, La/Nb и низкие Ce/Pb). Следующий вопрос — связаны

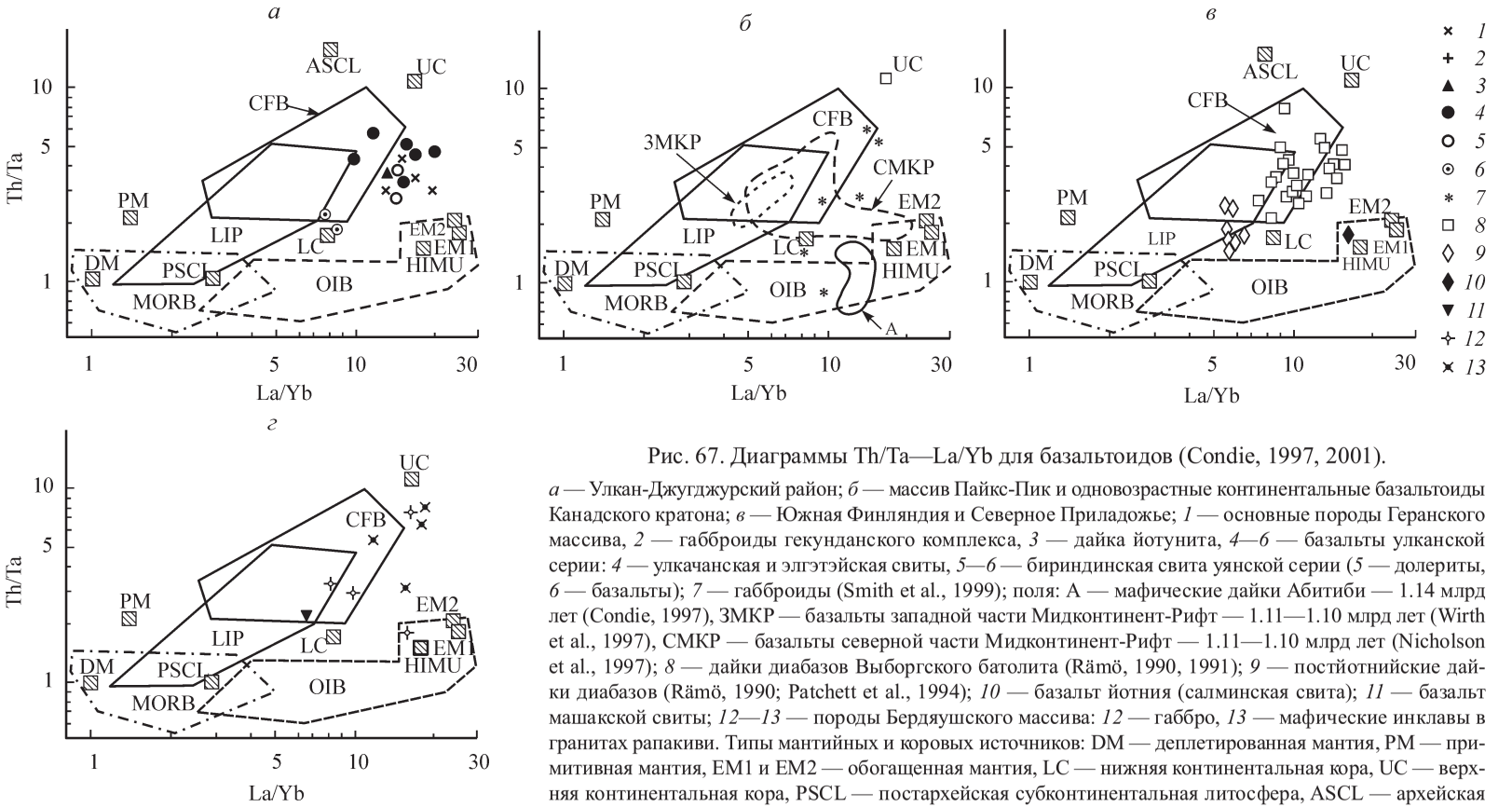


Рис. 67. Диаграммы Th/Ta—La/Yb для базальтоидов (Condie, 1997, 2001).

а — Улкан-Джугджурский район; *б* — массив Пайкс-Пик и одновозрастные континентальные базальтоиды Канадского кратона; *в* — Южная Финляндия и Северное Приладожье; *1* — основные породы Геранского массива, *2* — габброиды гекунданского комплекса, *3* — дайка йотунита, *4—6* — базальты улканской серии: *4* — улкачанская и элгэтэйская свиты, *5—6* — бириндинская свита уянской серии (*5* — долериты, *6* — базальты); *7* — габброиды (Smith et al., 1999); поля: А — мафические дайки Абитиби — 1.14 млрд лет (Condie, 1997), ЗМКР — базальты западной части Мидконтинент-Рифт — 1.11—1.10 млрд лет (Wirth et al., 1997), СМКР — базальты северной части Мидконтинент-Рифт — 1.11—1.10 млрд лет (Nicholson et al., 1997); *8* — дайки диабазов Выборгского батолита (Rämö, 1990, 1991); *9* — постйотнийские дайки диабазов (Rämö, 1990; Patchett et al., 1994); *10* — базальт йотния (салминская свита); *11* — базальт машакской свиты; *12—13* — породы Бердяушского массива: *12* — габбро, *13* — мафические инклавы в гранитах рапакиви. Типы мантийных и коровых источников: DM — деплетированная мантия, PM — примитивная мантия, EM1 и EM2 — обогащенная мантия, LC — нижняя континентальная кора, UC — верхняя континентальная кора, PSCL — постархейская субконтинентальная литосфера, ASCL — архейская субконтинентальная литосфера. Поля составов базальтов: LIP — океанические лавовые плато, MORB — срединные океанические хребты, CFB — траппы, OIB — океанические острова.

ли специфические геохимические и изотопно-геохимические характеристики этих пород с влиянием SCLM или же они обусловлены примесью континентальной коры? Различить эти два механизма «обогащения» и оценить вклад каждого из них в формирование изотопно-геохимического имиджа пород трудно, а иногда и невозможно, так как это требует знания изотопных и геохимических характеристик всех потенциальных мантийных источников и коровых контаминантов. Однако, как было показано выше на основе анализа Pb-изотопных данных, второй механизм является более предпочтительным и происхождение основных пород может быть интерпретировано либо как результат плавления мафического нижнекорового источника, либо как свидетельства значительной нижнекоровой контаминации первично мантийных мафических магм. Изотопные данные для высокоглиноземистых габброидов ($\varepsilon_{Nd}(T) = -1.9$ и $I_{Sr} = 0.7032$) полностью исключают первый вариант, из чего следует, что первичные магмы основных пород Салминского батолита имеют мантийную природу, но претерпели существенную коровую контаминацию. Как было показано на примере Выборгского батолита (Rämö, 1991), процессы коровой контаминации практически стирают в Pb-изотопной систематике информацию о мантийном источнике даже в дайках диабазов. Таким образом, можно полагать, что Pb-изотопные характеристики основных пород Салминского батолита также, скорее всего, отражают изотопный состав нижнекорового контаминанта. Pb-изотопная систематика основных пород очень чувствительна к коровой контаминации, и это совершенно естественно в силу большой разницы в концентрациях Pb в базальтовых магмах и породах континентальной коры. Изотопный состав Pb указывает на то, что в роли такого контаминанта выступало вещество самых нижних частей коры, тогда как коровый компонент гранитов рапакиви, имеющий более радиогенный изотопный состав Pb, видимо, охватывает более широкий интервал мощности нижней коры. Важно отметить также, что в отличие от гранитов для основных пород батолита не фиксируется верхнекоровая контаминация на уровне его становления. Это хорошо согласуется с представлениями о диапирическом внедрении «анортозитовой каши», в которой кристаллическое вещество преобладало над магматической жидкостью, в верхние горизонты коры (Ashwal, 1993; Emslie et al., 1994, и др.). Различия в изотопном составе Nd и Sr между ранним анортозитовым комплексом и поздними высокоглиноземистыми габброидами Салминского батолита, вероятнее всего, обусловлены меньшей степенью коровой контаминации последних. Подобное явление фиксируется и в других анортозитовых комплексах, таких как Ларами и Найн в Северной Америке (Mitchell et al., 1995; Amelin et al., 2000). Большая степень коровой контаминации на ранних стадиях магматического цикла отмечалась также и в трапповых провинциях, и в рифтовых структурах. Это указывает на то, что ранние мантийные дериваты взаимодействовали более интенсивно с существующей корой, тогда как более поздние магмы «буферировались» от древней коры этими магматическими предшественниками (Vervoort, Green, 1997). Исследования комплекса Ларами показали, что изотопные и химические составы высокоглиноземистых габброидов наиболее приближены к родоначальной магме анортозитовых комплексов (Mitchell et al., 1995). Высокоглиноземистые габброиды Салминского батолита также представляют собой наиболее примитивные породы как по химическому, так и по изотопному составу. Однако эти габброиды в отличие от типичных представителей этих пород в комплексах Ларами и Найн не являются породами, состав которых отражает состав той жидкости, из которой они кристаллизовались. Они отличаются более высокими содержаниями Al_2O_3 (24.5—25.4%), почти такими же, как и в анортозитах, что обусловлено присутствием некоторого количества кумулусного плагиоклаза.

Чтобы оценить характер мантийного источника (источников) родоначальных магм основных пород Салминского батолита, необходимо, по крайней мере приблизительно, оценить изотопные характеристики литосферной мантии региона. В связи с отсутствием прямых данных по мантийным ксенолитам можно попробовать дать такую оценку, использовав изотопные характеристики наиболее близких по возрасту к Салминскому батолиту йотнийских (1.46 млрд лет) основных пород Саво-Ладожской зоны — базальтов салминской свиты и долеритов Валаамского силла. Это типично внутриплитные базальтоиды, в ассоциации с которыми породы кислого состава практически отсутствуют. Высокие содержания Ti, недосыщенность пород кремнеземом и положительная корреляция Ti с такими элементами, как K, Rb, Nb, Zr, слабопроявленная отрицательная Nb-Ta аномалия свидетельствует, скорее всего, о незначительной коровой контаминации базальтов салминской свиты. На это указывает также их положение на диаграмме Th—Hf/3—Ta (рис. 20, *б*). Долериты Валаамского силла минералогически и геохимически практически идентичны базальтам салминской свиты (Светов, Свириденко, 1995; Франк-Каменецкий, 1998). Однако по изотопным характеристикам Nd они резко отличаются. Следует отметить, что сдвиги в изотопном составе Nd в базальтах, обусловленные коровой контаминацией, сравнительно невелики, обычно не более 2—3 единиц ε_{Nd} (DePaolo, Daley, 2000). Здесь же эта разница достигает 5 единиц ε_{Nd} (рис. 57). Учитывая высокие содержания REE в этих базитах, их Nd-изотопные составы, вероятнее всего, представляют их мантийные источники. Расчеты различных вариантов смешения вещества мантии и континентальной коры (Носова и др., 2005) показали нереалистичность получения изотопных параметров Nd йотнийских базитов за счет процессов контаминации. Попытка объяснить более высокие значения $\varepsilon_{Nd}(1.46)$ в базальтах салминской свиты смешением вещества литосферной и сублитосферной мантии входит в противоречие с Sr-изотопными данными (рис. 58). Поэтому вариации изотопного состава этих пород, вероятнее всего, обусловлены гетерогенностью литосферной мантии региона. С учетом обычно наблюдаемой когерентности возрастов литосферной мантии и процессов корообразования (Pearson et al., 2004) можно полагать, что гетерогенность литосферной мантии Саво-Ладожской зоны, скорее всего, обусловлена неравномерно проявленными процессами преобразований архейской литосферы в ходе раннепротерозойского орогенического события. Эти преобразования могли быть связаны как с процессами мантийного метасоматоза, так и с наращиванием литосферной мантии за счет «молодого» астеносфеного компонента, особенно в зонах постколлизионного растяжения литосферы (см.: Holliger, Levander, 1994).

Диаграмма La/Sm—Sm/Yb (рис. 66) свидетельствует о том, что исходные расплавы этих йотнийских базитов формировались в наиболее глубинных условиях, при наиболее низких степенях парциального плавления гранатового перидотита по сравнению со всеми остальными внутриплитными мезопротерозойскими базитами Балтийского щита. Приуроченность салминского базальта к полям EM1, EM2 и HIMU на диаграмме Th/Ta—La/Yb (рис. 67) указывает на его происхождение из обогащенной мантии. Наличие слабопроявленной отрицательной Ta-Nb, и положительной Ba аномалии на спайдергарамме этого базальта (рис. 15, *з*), а также высокие Ba/Nb и Ba/La (рис. 19), скорее всего, говорят не об источнике типа OIB, а о метасоматизированной литосферной мантии, что согласуется с изотопными данными.

Исходя из изотопных данных и учитывая, что базальты салминской свиты и Салминский батолит максимально сближены в пространстве, можно, повидимому, дать некоторые ограничения на изотопный состав литосферной

мантии интересующего нас района на время 1.53 млрд лет: $\varepsilon_{Nd} \leq -4.1$ и $^{87}Sr/^{86}Sr \geq$ ≥ 0.7053—0.7059. Если это так, то родоначальная магма для основных пород Салминского батолита ($\varepsilon_{Nd} \geq -1.9$ и $^{87}Sr/^{86}Sr \leq 0.7032$) должна включать в качестве одного из компонентов вещество сублитосферной мантии (плюма либо астеносферной мантии). Естественно, что изотопные характеристики ранних пород основного состава (анортозиты, йотуниты) отражают существенную роль коровой контаминации.

Для сугубо ориентировочной оценки вклада корового компонента при формировании анортозитов было использовано уравнение двухкомпонентного смешения (Фор, 1989). Если в качестве первичной магмы анортозитов использовать средний состав высокоглиноземистого габбро комплекса Ларами, как это предлагают многие исследователи (Ashwal, 1993; Mitchell et al., 1995), с концентрацией Nd 9.5 ppm, Sr 542 ppm, и изотопные отношения высокоглиноземистого габбро Салминского батолита ($\varepsilon_{Nd} = -1.9$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7032$), а в качестве контаминанта — гнейсогранит Кокасельского купола с наиболее «нижнекоровым» изотопным составом Pb (с концентрациями Nd и Sr 18 и 423 ppm соответственно и значениями $\varepsilon_{Nd} = -13$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7088$), то вклад корового компонента будет составлять 30%. Если же в качестве первичной магмы анортозитов использовать средний состав даек низкофосфористых базальтов (Nd = 23.3, Sr = 363) наиболее примитивных основных пород комплекса Найн, как это предлагает Ю. Амелин и др. (Amelin et al., 2000), то доля корового компонента может увеличиться до 50%. Если бы исходный расплав имел изотопные характеристики, близкие к астеносферному мантийному источнику, то необходимая доля корового контаминанта была бы несравненно выше.

Близкая оценка доли корового контаминанта (15—40%) была получена и для анортозитов интрузии Машау комплекса Найн (Amelin et al., 2000). Еще более высокие значения доли корового компонента были получены при моделировании процессов коровой контаминации для других массивов анортозитов провинции Найн (Emslie et al., 1994; Piercey, Wilton, 1999), доля корового контаминанта в которых достигает 75%, а иногда и выше. Изучение Re-Os изотопной систематики анортозитов (Stein et al., 1998; Hannan, Stein, 2002) подтверждает значительную роль корового компонента в составе этих пород. Важную роль коровой контаминации в петрогенезисе автономных анортозитов неоднократно подчеркивали многие исследователи (DePaolo, 1985; Ashwal, 1993; Ashwal et al., 1986; Emslie et al., 1994; Ларин и др., 2002а). Чтобы исключить резкое изменение состава исходной магмы анортозитов в сторону нереалистически обогащенных SiO_2 и щелочами составов при таких масштабах контаминации, Р. Эмсли с соавторами (Emslie et al., 1994) предложил модель контаминации первичных базитовых магм горячими коровыми реститами, оставшимися после экстракции из них гранитных расплавов А-типа, образованных за счет тепловой энергии этих базитовых распавов.

Для габбро-анортозитовых комплексов плутонов выборгского и центральношведского, по-видимому, можно полагать такой же механизм формирования, что и для аналогичных пород Салминского батолита. Изотопные, геохронологические (табл. 36; рис. 57, 58) и геохимические данные для анортозитов массивов выборгского типа совершенно определенно свидетельствуют о генетических связях между дайками диабазов и анортозитами, т. е. в пользу мантийного источника этих пород (Rämö, 1991; Rämö et al., 1996). О генетических связях между дайками диабазов и анортозитами свидетельствует и то, что среди таких даек в районе Алландского архипелага встречаются экземпляры с обильными включениями мегакристов плагиоклаза и анортозитовых автолитов. Однако в отличие от

диабазов исходная магма анортозитов была в еще большей мере контаминирована свекофеннским коровым веществом.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о генетических связях пород габбро-анортозитового комплекса и диабазов дайковых роев, с ними ассоциирующих, и о мантийной природе исходных расплавов, претерпевших неоднородную нижнекоровую контаминацию. Исходные магмы этих основных пород были образованы за счет отделения от двух источников — литосферной и сублитосферной мантии.

Гранитоиды

Граниты рапакиви Салминского массива, так же как и другие плутоны анортозит-рапакивигранитных комплексов западной части Восточно-Европейской платформы, являются типичными представителями внутриплитных субщелочных гранитов А-типа ильменитовой серии. От других гранитов А-типа их отличают экстремально высокая железистость, наиболее высокие содержания K_2O, HFSE, REE и F, а также кристаллизация из «сухих» высокотемпературных магм в резко восстановительных условиях. Низкие значения f_{O_2} гранитов, отражающие низкое f_{O_2} источника, ограничивают возможные источники магм этих гранитов и в первую очередь породами толеитовой серии (рис. 80). Низкое значение f_{H_2O} гранитов являются основной причиной, почему они имеют такой высокий солидус. Оно может быть обусловлено экстремальной дифференциацией очень сухих магм, плавлением сухих пород или разбавлением флюидной фазы CO_2, отделенной от базальтовой магмы (Frost, Frost, 1997). Высокие концентрации некогерентных элементов даже в наиболее примитивных, слабодифференцированных гранитах свидетельствуют о низких степенях парциального плавления источника в ходе генерации первичных магм этих гранитов. Nb-Ta негативная аномалия на спайдерграмме гранитов свидетельствует о малой вероятности для них источника типа OIB и, наоборот, о важной роли литосферного компонента. Эта аномалия может быть обусловлена как субдукционным компонентом субконтинентальной литосферной мантии, так и веществом континентальной коры (Hofmann, 1997, 2003).

Рассмотрим теперь те ограничения на источник гранитов рапакиви, которые накладывают их изотопные характеристики. Как уже было сказано выше, для исследования процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании исходных магм гранитоидов предпочтительнее использовать объекты, локализованные в областях развития древней континентальной коры, где данные возраста становления исследуемых магматических комплексов и корообразования фундамента резко различались. Недоучет этого обстоятельства может привести к серьезным ошибкам в интерпретации изотопных данных. В частности, исследования гранитов рапакиви из внутренней свекофеннской зоны, Свекокарельской складчатой области (Rämö, 1991; Haapala et al., 2005) привели этих авторов к ошибочным, как будет показано ниже, выводам о сугубо коровой природе этих гранитов. Салминский батолит вполне удовлетворяет вышепредъявленному требованию, он локализован в пределах палеопротерозойской тектонической структуры с архейским основанием.

Nd-изотопные данные явно указывают на древний коровый источник, который принимал участие в формировании исходной магмы гранитов Салминского батолита. Эти же данные свидетельствуют о том, что в качестве такого источника не могли выступать в чистом виде породы ни инфракомлекса, ни супракомплекса Саво-Ладожской зоны или Карельского кратона. Sr-изотопные данные налагают еще большие ограничения на источник гранитов рапакиви, согласно которым этот источник должен обладать очень низким значением Rb/Sr.

В качестве такого источника может выступать вещество мантии или нижней коры, или их смесь. Pb-изотопные данные конкретизируют ограничения, наложенные Sr-изотопной систематикой, и свидетельствуют о важной роли древнего нижнекорового источника в генезисе гранитов рапакиви этого батолита. Они также указывают на различия в коровых источниках гранитов Салминского и Улялегского массивов, локализованных в различных тектонических структурах.

Таким образом, из изотопных данных следует, что источник должен иметь сложный смешанный характер (Ларин и др., 1991). Теоретически возможны два основных варианта: 1) смешение древнего и относительно молодого (палеопротерозойского) корового компонента и 2) смешение древнего корового и молодого мантийного компонента. Первый вариант был предложен О. Т. Рамо (Rämö, 1991). По этой модели граниты рапакиви Салминского батолита образуются за счет плавления исключительно нижнекорового источника, состоящего почти на 45% из архейского и около 55% из свекофеннского материала тоналитового или гранодиоритового состава. Однако эта модель вступает в противоречие как с геологическими, так и с геохимическими и изотопными данными. Напомним, что Салминский батолит расположен на границе архейского Карельского кратона и Саво-Ладожской зоны Свекофеннского орогена — пассивной континентальной окраины этого кратона (см.: Gaál, Gorbatschev, 1987). При этом Улялегский массив (сателлит Салминского массива) целиком расположен в теле кратона (рис. 13). Трудно себе представить, что нижняя кора этого района могла включать в свой состав вещество ювенильной свекофеннской коры. Явные противоречия этой модели наблюдаются и в рамках Rb-Sr изотопной систематики. Если мы возьмем за основу протолит тоналитового состава с пропорциями архейского и свекофеннского компонентов (Rämö, 1991) и значением $^{87}Rb/^{86}Sr$ для тоналита, равным 0.418 (Wedepohl, 1995), то первичное $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношение в исходной магме гранитов рапакиви должно быть не менее 0.7085. В случае же гранодиоритового источника эта величина будет еще выше. Реальные значения первичного $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наиболее примитивных гранитах рапакиви, в которых Rb-Sr изотопная система относительно стабильна, составляют 0.7050—0.7059. Участие палеопротерозойских супракрустальных пород Саво-Ладожской зоны в качестве одного из возможных источников гранитов рапакиви совершено исключается из-за высокого отношения $^{87}Sr/^{86}Sr(1.54) = 0.7274$ в этих породах (табл. 22). Близкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для сланцев ладожской серии на этот возраст (0.711—0.732) приводятся И. М. Гороховым и др. (Gorokhov et al., 1970). Pb-изотопные данные также не несут информации о смешении архейского и свекофеннского коровых компонентов в протолите гранитов Салминского батолита, что прекрасно свидетельствует о резком различном положении Pb-изотопных трендов гранитов Салминского и Выборгского батолитов в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 60). Для гранитов последнего, как это было показано выше, свекофеннский коровый компонент в источнике является определяющим (Rämö, 1991; Neymark et al., 1994), тогда как граниты рапакиви Салминского массива несут Pb-изотопные характеристики, унаследованные от архейского основания (Ларин и др., 1991). Кроме того, не снимаются и петрологические ограничения на состав протолита. Низкая степень парциального плавления тоналитов или гранодиоритов могла привести к формированию маловодного расплава (рис. 68), близкого по составу к гранитам рапакиви (Creaser et al., 1991), но этот расплав не мог иметь низких значений f_{O_2} (Frost, Frost, 1997; Frost et al., 2002). Экспрементальные исследования (Skjerlie, Johnston, 1993) показали, что при плавлении тоналита можно получить расплав с f_{O_2} более чем на одну log-единицу выше, чем FMQ-буфер, тогда как в типичных гранитах рапакиви АМЧРГ-ассоциации f_{O_2} обычно ниже FMQ-буфера.

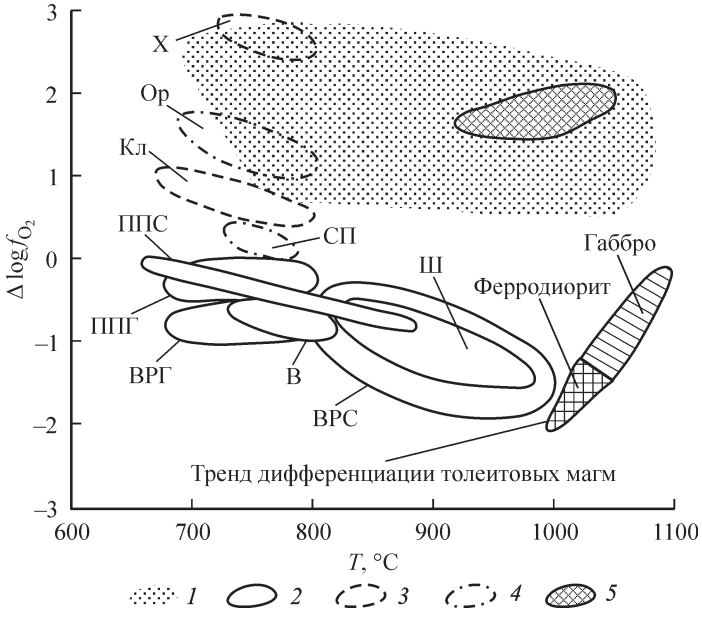


Рис. 68. Диаграмма $\Delta\log f_{O_2}$ — $T°$ для мезопротерозойских А-гранитов Северной Америки и Балтийского щита (по: Frost et al., 1999; Salonsaari, 1995). $\Delta\log f_{O_2}$ — отклонения логарифма фугитивности кислорода от FMQ-буфера.

1 — известково-щелочные вулканические породы; *2—4* — мезопротерозойские граниты А-типа: *2* — гранитоиды ильменитовой серии АМЧРГ- и АМРГЩГ-ассоциаций, *3* — метглиноземистые биотит-амфиболовые и биотитовые граниты магнетитовой серии, *4* — перглиноземистые двуслюдяные граниты магнетитовой серии; *5* — расплав гранита А-типа, полученный при плавлении тоналита (Skjerlie, Johnston, 1993). X — Хуалапай (Аризона); Op — Оратл (Аризона); Кл — граниты Калифорнии и Невады; СП — Силвер Плюм (Ц. Колорадо); ППС — Пайкс-Пик, сиениты (Колорадо); ППГ — Пайкс-Пик, граниты; Ш — Шабогамо, граниты (комплекс Ларами, Вайоминг); ВГГ — Вольф-Ривер, граниты (Висконсин); ВРС — Вольф-Ривер, сиенты; В — Выборгский батолит, граниты (Балтийский щит).

Эти восстановительные условия очень важны, поскольку они постулируют, что f_{O_2} магмы отражают восстановительные условия в источнике (Carmichael, 1991), лимитируя, таким образом, возможные источники этих гранитов. Фельзический гранулитовый источник, из которого при предшествующем парциальном плавлении уже был экстрагирован гранитный расплав, также исключается. Высокотемпературное плавление остаточного биотита этих гранулитов производит сравнительно безводный расплав, обогащенный галогенами (Collins et al., 1982). Однако этот расплав не будет обладать экстремально высокой железистостью, характерной для гранитов рапакиви (Creaser et al., 1991; Bonin, 1996). Кроме того, в случае существенной разницы в возрасте протолита и времени выплавления из него рапакивигранитной магмы (для Салминского батолита эта разница составляет около 1.5 млрд лет) последняя будет иметь сравнительно высокие значения первичных $^{87}Sr/^{86}Sr$ за счет очень высоких Rb/Sr в слюдах. Источник пелитового состава исключается, так как продуцирует при плавлении высокоглиноземистые расплавы (Frost, Frost, 1997).

Во втором варианте возможны две альтернативы. Первая — это смешение мантийного базальтового расплава или его дифференциатов с кислыми парци-

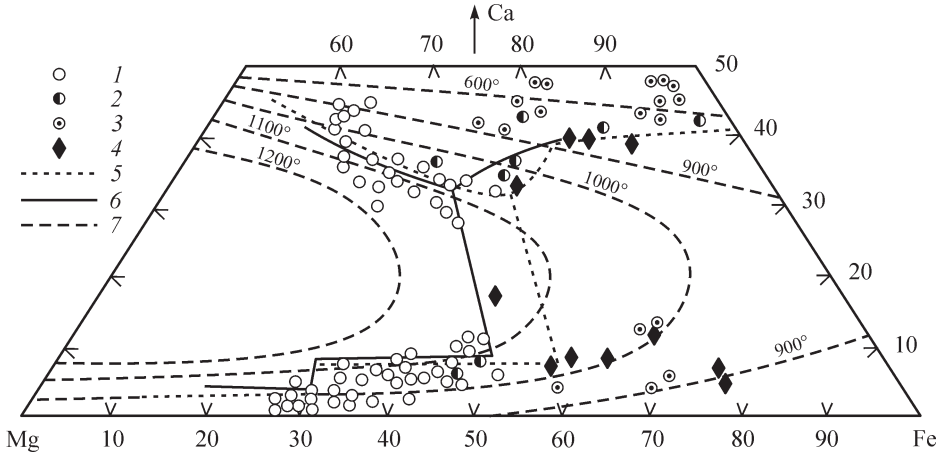


Рис. 69. Диаграмма Mg—Fe—Ca для пироксенов из пород джугджурского анортозитового комплекса и гранитов рапакиви Южно-Учурского массива (по: Ленников, 1979); Недашковский, Ленников, 1991).

1 — анортозиты; *2* — габброиды, габбромонцониты, йотуниты, монцониты краевой фации Геранского массива; *3* — граниты Южно-Учурского массива; *4* — пироксены из типичных гранитов рапакиви Восточно-Европейской платформы (Великославинский и др., 1978; Личак, 1983); *5* — тренд пироксенов Бушвельдского массива; *6* — тренд пироксенов массива Скаергаард (*5* и *6* по: Уайджер, Браун, 1970); *7* — примерное положение изотерм пироксенового сольвуса (Bohlen, Essene, 1978).

альными расплавами в нижней коре и последующая кристаллизационная дифференциация гибридных расплавов (Barker et al., 1975; Poitrasson et al., 1995; Litvinovsky et al., 2002) либо фракционирование базальтовой магмы в открытой системе параллельно с ассимиляцией корового материала (модель AFC, DePaolo, 1981, 1985). Вторая альтернатива — модель плавления базитового андерплейта и вмещающих его нижнекоровых пород (Neymark et al., 1994). Возраст этого андерплейта предполагается очень близким или может даже совпадать с возрастом гранитов (Huppert, Sparks, 1988; Hilderth et al., 1991; Frost et al., 2002).

О связи гранитов рапакиви с основными породами свидетельствует близость изотопных составов Nd, Sr и Pb этих пород Салминского батолита, а также корреляция изотопного состава Nd в чередующихся импульсах базитовых и гранитных магм. Так, например, первичные значения ε_{Nd} возрастают в гранитах и основных породах от наиболее ранних (–6.4 … –8.1 и –6.6 … –7.9 соответственно) к более поздним (–4.7 … –5.7 и –1.9 … –2.7 соответственно), что свидетельствует о последовательном усилении во времени роли обедненного мантийного источника как в основных, так и в кислых магмах. На это указывают также петрологические характеристики магм гранитов рапакиви и минералогические данные, например высокие температуры кристаллизации, низкие значения f_{O_2} и f_{H_2O}, перекрывающиеся составы пироксенов в последовательном ряду от основных пород к средним и далее к гранитам (Великославинский и др., 1978). Аналогичная картина характерна и для других плутонов (рис. 69). На существенную роль мантийного компонента в источнике гранитов рапакиви указывают и данные по изотопному составу кислорода (Anderson, Morrison, 2005). Кроме того, граниты рапакиви близки по минеральному и химическому составу гранитам чисто мантийного происхождения, таким как граниты океанских островов (Frost et al., 2002), так же

как и к фаялитовым гранитам Луны или стеклам близкого состава в астероидах (Bonin, 2007).

Модель смешения мафических магм или их дифференциатов с анатектическими коровыми расплавами достаточно привлекательна. Известно, что интенсивная фракционная кристаллизация толеитовых базальтов может продуцировать расплавы, отвечающие по своим геохимическим и петрологическим характеристикам гранитам рапакиви (Frost et al., 2002). Однако объемы гранитных расплавов, образованные в ходе такого процесса, являются слишком малыми по сравнению с объемом кумулятивного материала, который должен быть удален из системы. Кроме того, изотопные данные просто исключают возможность формирования гранитов рапакиви по такому сценарию. Модель смешения несколько улучшает картину, однако большинство проблем все же остается. Это и проблемы объемов кумулятивного материала, и соотношений объемов пород кислого и основного состава, и бимодальности, хотя количество корового компонента при подобном смешении лимитируется как изотопным составом, так и фугитивностью кислорода в конечных гранитах. Следует отметить, что смешение гранитных и мафитовых магм в массивах гранитов рапакиви, явление достаточно очевидное (Eklund et al., 1994; Andersson, 1997) и приводящее к формированию гибридных пород; однако масштабы подобного гибридизма, как правило, невелики (Salonsaari, 1995). Модель AFC также не решает проблемы. Согласно этой модели, предполагается постепенная и последовательная контаминация кристаллизующейся исходно базальтовой магмы коровым веществом. Следовательно, мы были бы вправе ожидать постепенного выравнивания Nd и Sr изотопных характеристик между этими двумя крайними членами. Однако ничего подобного не наблюдается. Кроме того, в рамках этой модели в ходе развития AFC процесса должны были бы возникать большие объемы пород среднего состава. Этому явно противоречит бимодальный характер анортозит-рапакивигранитных комплексов.

Альтернативный подход к проблеме генезиса гранитов рапакиви — это парциальное плавление ранее образованных толеитов и их дифференциатов. Наиболее подходящим источником для такого рода гранитов являются континентальные породы толеитовой серии. Для них характерны продвинутые составы с высокими содержаниями калия и высокими Fe/Mg и низкие f_{O_2} и f_{H_2O}. Кроме того, они отличаются высокими содержаниями некогерентных элементов и галогенов (Коваленко и др., 2000), иногда даже сопоставимыми с гранитами А-типа. Количество гранитного расплава, которое может генерироваться в рамках подобной модели, зависит как от масштабов базальтового андерплейтинга, периодически повторяющегося в ходе эволюции магматической системы, так и от степени дифференциации этого толеитового источника. Естественно, что более дифференцированные породы, такие как ферродиориты, йотуниты или монцодиориты, будут давать бóльшие объемы расплава, чем недифференцированные базальты. Эти породы являются более подходящим источником еще и потому, что в ходе фракционирования они претерпели еще большее обогащение несовместимыми элементами, имеют более низкую температуру плавления и более низкие значения f_{O_2}, по сравнению с родоначальными базальтами (рис. 68). Экспериментальные данные по плавлению различных пород (рис. 70) также указывают на маловодный базальт и его дифференциаты как наиболее предпочтительный протолит для выплавления первичных магм гранитов рапакиви. Пролонгированный рифтинг приводит к подъему сублитосферной мантии близко к Мохо, и это индуцирует плавление «андерплейтовой» коры. О реальности существования подобного андерплейта, потенциального источника гранитов рапакиви, и тепла, необходимого для выплавления гранитной магмы, говорит тот

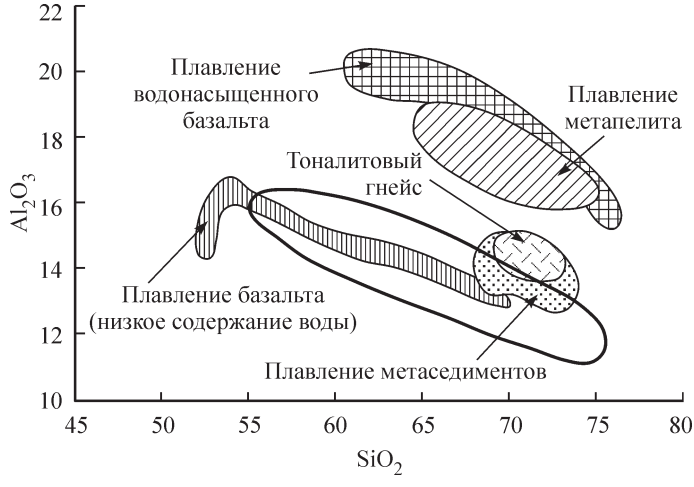


Рис. 70. Экспериментальные данные по парциальному плавлению различных пород на диаграмме Al_2O_3—SiO_2. По: Garland et al. (1995), с дополнениями.

Контур, обведенный жирной линией, — граниты рапакиви западной части Восточно-Европейской платформы.

факт, что, согласно геофизическим данным, граница Конрада под Выборгским плутоном находится выше, чем в окружающих площадях. Последнее трактуется наличием мафического андер- и интерплейта, связанного со становлением батолита (Rämö, Haapala, 1996). Это подтверждается также присутствием в основании коры мощного «высокоскоростного» (7.3—7.5 км/с) слоя (Korsman et al., 2001). Вполне вероятно, что имено этот мафический андерплейт, идентичный по возрасту вышезалегающим анортозит-рапакивигранитным батолитам и имеющий тот же мантийный источник, что и мафические породы этих батолитов, выступал вместе с вмещающими их нижнекоровыми породами в качестве источника родоначальных магм гранитов рапакиви.

В рамках этой модели можно более или менее адекватно объяснить и изотопные и геохимические особенности гранитов рапакиви как Салминского батолита, так и аналогичных ему гранитов Восточно-Европейской платформы. При этом низкая фугитивность кислорода и низкая активность воды гранитов рапакиви ограничивают количество водного и окисленного парциального корового расплава, который мог быть добавлен в эти магмы. В то же время Nd-изотопные данные, а также громадный объем плутонов рапакиви указывают на существенный вклад корового вещества в исходную магму. Из этого следует, что плавление осуществлялось в наиболее нижних горизонтах коры с низкими значениями f_{O_2} и f_{H_2O} либо термальное воздействие базальтового андер- и интерплейта еще больше обезвоживало вмещающие нижнекоровые породы, а отделявшиеся от них «вос-становленные» флюиды в ходе метасоматизма вмещающих пород снижали в них фугитивность кислорода. О низких значения f_{O_2} и f_{H_2O} в нижних горизонтах коры свидетельствуют также безводный и восстановленный характер пород габбро-анортозитовых комплексов анортозит-рапакивигранитной ассоциации (см.: Wiebe, 1992; Ashwal, 1993), исходные магмы которых ассимилировали громадное количество (до 75 %) нижнекорового материала (Ларин и др., 2002а). При этом стоит отметить, что, согласно Pb-изотопным данным, коровая конта-

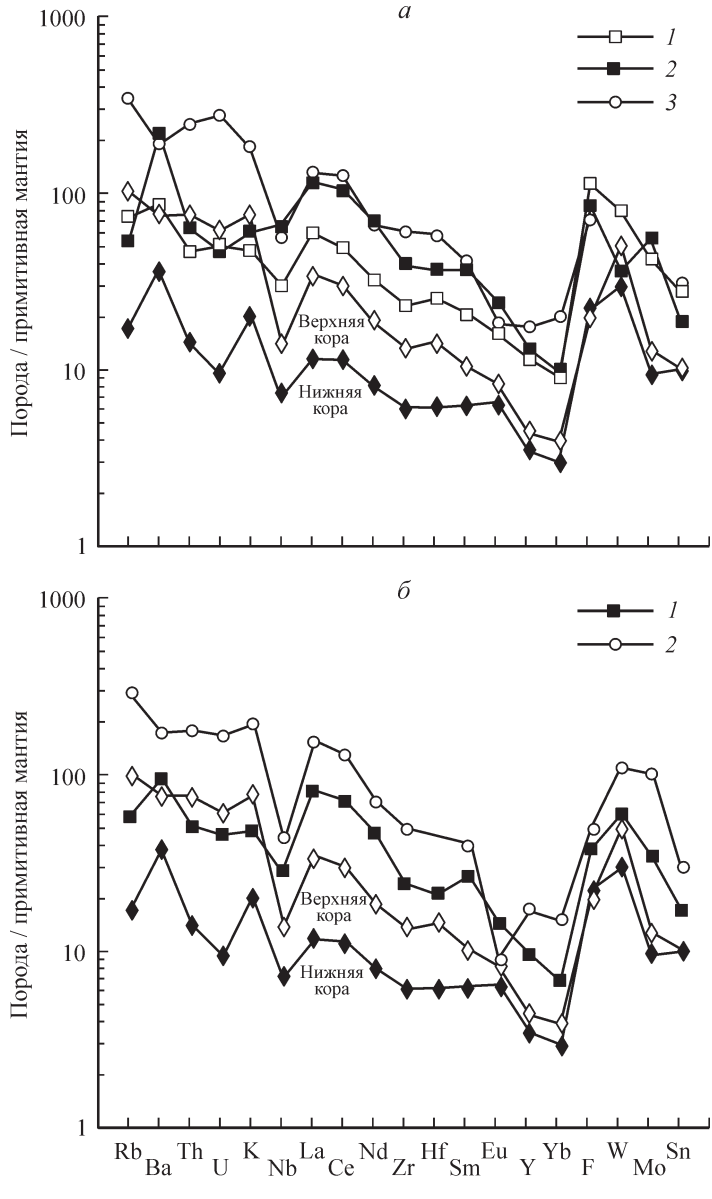


Рис. 71. Распределение элементов-примесей и рудных элементов (средние содержания) в гранитах рапакиви, ассоцирующих базальтоидах и породах нижней и средней континентальной коры.

Содержания элементов-примесей в нижней и средней континентальной коре (по: Rudnick, Gao, 2003). *а* — Выборгский батолит: *1* — субйотнийские диабазы роя Суониеми, *2* — йотнийские базальты салминской свиты, *3* — граниты рапакиви; *б* — Южно-Учурский массив: *1* — базальты улканской серии, *2* — граниты рапакиви.

минация анортозитов и выплавление анатектических магм Салминского батолита осуществлялись на несколько разных уровнях глубинности нижней коры и уровень контаминации был глубже. Этот процесс проходил вблизи границы М (Emslie et al., 1994). Гранитные расплавы, образованные таким способом, могут смешиваться с любыми другими гранитоидными магмами, сформированными фракционированием базальта, и в результате производить сложнопостроенные тела гранитов рапакиви.

Степень обогащенности первичных гранитных магм некогерентными элементами определяется двумя основными параметрами: обогащенностью источника этими элементами и степенью парциального плавления этого источника. Из субщелочных гранитов А-типа граниты рапакиви отличаются наиболее высокими содержаниями большинства некогерентных элементов (особенно HFSE) и галогенов. Это касается и наиболее примитивных амфибол-, пироксенсодержащих низкокремнеземистых гранитов и кварцевых сиенитов, наиболее приближенных по составу к первичной магме гранитов рапакиви (Rämö, 1991; Neymark et al., 1994) (табл. 5, 7; рис. 15, *а*, *б*). Анализ данных по распределению элеменов-примесей в породах нижней и средней коры (Rudnick, Gao, 2003) и базитов, ассоциирующих с гранитами рапакиви (рис. 71), позволяет полагать, что не коровые породы, а вероятнее всего, эти субщелочные континентальные базальты и их более «продвинутые» дифференциаты являются наиболее предпочтительным источником для исходных магм гранитов рапакиви. Эти породы отличаются высокими содержаниями некогерентных и в первую очередь HFS-элементов, а также F и Cl (Наумов и др., 1998; Коваленко и др., 2000; Farmer, 2003). Например, для диабазов субйотния и базальтов йотния, ассоциирующих с гранитами рапакиви Балтийского щита, типичны высокие содержания K_2O (1.04—2.49%), F (0.11—0.30%), Rb (21—91 ppm), Zr (170—477), Nb (20—53), La (28—81), Yb (2.9—5.5), Y (36—74 ppm) (табл. 6; Rämö, 1990, 1991; Rämö et al., 2001; Belyaev et al., 1996a; Salonsaari, 1995), значительно более высокие, чем в нижней или даже верхней континентальной коре, и сопоставимые с гранитами А-типа. В этой связи отмечаемая многими авторами (Rämö, Haapala, 1995, 1996; Rämö et al., 1996; Frost, Frost, 1997; Haapala et al., 2005) удивительная устойчивость геохимических характеристик гранитов рапакиви рассматриваемых комплексов, несмотря на выявленные «изотопные» различия, отражающие участие различных по возрасту и составу коровых источников, может свидетельствовать о важной роли подкоровых источников в их петрогенезе.

Слабым местом рассматриваемых моделей является несоответствие между гигантскими объемами гранитов рапакиви и существенно основным составом их потенциальных источников. Возможным выходом из этой ситуации может быть привлечение представлений о нижнекоровом метасоматозе. Экспериментальные исследования И. Д. Рябчикова (1988) показали, что при высоких давлениях водный флюид может содержать десятки процентов силикатов, обогащенных щелочами. Изучение нижнекоровых ксенолитов северо-запада Восточно-Европейской платформы, представленных мафическими гранулитами (10—16 кбар), показало, что они были сформированы в ходе двух тектонических событий: 2.5—2.4 и ~1.7 млрд лет (Неймарк и др., 1993б; Markwick, Downes, 2000; Downes et al., 2002). Оба эти эпизода соответствовали внутриплитным событиям литосферно-го растяжения. Ксенолиты, особенно высоко-Ti метабазальты обогащены HFS-элементами (Nb до 49—106 ppm, Zr — 180—382, Y — 25—34, La — 23—38; Kempton et al., 1995). В этих породах неравномерно проявлен нижнекоровый метасоматоз, выражающийся в образовании вторичного флогопита и амфибола и сопровождающийся существенным привносом

LIL-элементов (K_2O до 1.56—2.60%, Rb до 62—75 ppm и Ba до 790—1280 ppm). При этом в метасоматизированных образцах появляется Ta-Nb отрицательная аномалия. Подобная нижняя кора, сформированная в ходе протерозойских внутриплитных процессов андерплейтинга и частично преобразованная в результате нижнекорового метасоматоза, является наиболее благоприятным источником для формирования родоначальных магм гранитов рапакиви.

Отдельно стоит остановиться на важной роли летучих компонентов в генезисе гранитов рапакиви, на их характере и источниках. Внутриплитные базитовые магмы отличаются достаточно высокими содержаниями CO_2 и галогенов. В ходе базитового андерплейтинга нижняя кора может насыщаться этими компонентами как за счет силлов базальтов и их дифференциатов, так и за счет метасоматоза нижней коры (Bailey, MacDonnald, 1987; Kempton et al., 1995, 2001; Богатиков и др., 2006). Содержащие CO_2 флюиды, сброшенные в нижней коре при кристаллизации базитов, должны индуцировать «сухие» F-обогащенные условия, способствующие генерации A-типа гранитных магм (Manning, 1981; Johannes, Holtz, 1996). При этом важно, что наиболее «сухие» условия сдвигают точку тройного минимума плавления по направлению к части гранитной системы (Qz-Ab-Or), обогащенной ортоклазом. Увеличение в системе концентрации F также сдвигает точку плавления в направлении более полевошпатовых составов. Эксперименты в гаплогранитной системе показали, что с возрастанием P_{CO_2} и снижением P_{H_2O} расплавы, лежащие на гранитном минимуме, двигаются по направлению более высокого калия и более низкого натрия (Ebadi, Johannes, 1991). Так что высокая калиевость гранитов рапакиви и наличие среди наиболее ранних и примитивных их представителей максимально обогащенных калиевым полевым шпатом пород могут быть связаны не столько с характером источника, сколько с режимом летучих компонентов в ходе парциального плавления их протолитов и дальнейшей эволюции расплавов.

Высокая степень дифференцированности гранитов рапакиви во многом обусловлена поведением летучих компонентов. Низкая активность воды во флюидной фазе способствует тому, что галогены будут фиксироваться в силикатном расплаве до тех пор, пока их содержания не станут столь высокими, что они начнут высаживаться в виде флюорита или же они начнут выделяться, формируя отдельный солевой расплав (Frost, Tournet, 1989). Высокие содержания фтора на несколько порядков понижают вязкость гранитного расплава (Dingwell et al., 1985) и значительно снижают температуру солидуса (Коваленко, 1979). Оба эти фактора способствуют глубокой дифференциации гранитного расплава, приводя в конечном счете к формированию экстремально фракционированных пород типа редкометалльных Li-F гранитов и онгонитов. Галогены и особенно F играют важнейшую роль в концентрировании HFS-элементов в магмах A-типа (Collins et al., 1982) посредством формирования комплексных ионов.

Что касается щелочных сиенитов и гранитов, также поздних, но крайне редких магматических образований плутонов этого типа, то изотопные данные свидетельствуют об их происхождении из того же источника, что и гранитов рапакиви (Rämö, 1991). В соответствии с существующими представлениями щелочные и субщелочные гранитоиды не могут быть связаны никакими нормальными процессами дифференциации, за исключением коровой контаминации перщелочной магмы (Bailey, Schairer, 1966). Этот вариант маловероятен, так как неминуемо ведет к изменению изотопного состава образующихся в результате действия этого процесса гранитоидов. В данном случае наиболее предпочтителен механизм образования щелочных сиенитов, предложенный для анатектических магм (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986). Составы щелочных гранитов и

сиенитов могут образовываться внутри низкокальциевых кислых анатектических магм, если содержания F в них сравнительно низкое, способствующее дестабилизации раннего амфибола и выделению плагиоклаза как первой фазы фракционирования. Раннее фракционирование плагиоклаза эффективно обедняет расплав кальцием и приводит в конечном счете вместе с ранней кристаллизацией щелочных полевых шпатов и высоким Na/K отношением магмы к гиперсольвусным условиям и перщелочному тренду.

3.2.2. Анортозит-чарнокитовые магматические комплексы

3.2.2.1. Каларский комплекс

Для изотопных исследований была подобрана коллекция из двух массивов комплекса (Куронаахский и Имагаканский), а также из вмещающих гнейсов курультинской толщи и синметаморфических эндербитов и чарнокитов джелуйского и алтуальского комплексов Курультинского тектонического блока.

Sm-Nd изотопная систематика. Результаты Sm-Nd изотопных исследований представлены в табл. 23 и на рис. 72. Наиболее широкие вариации значений ε_{Nd} и Nd-модельного возраста характерны для анортозитов **(**$\varepsilon_{Nd}(T)$ = от −5.4 до +0.5, T_{Nd}(DM) = 3.4—2.9 млрд лет**)**, тогда как для чарнокитов каларского комплекса вариации этих параметров значительно меньше **(**$\varepsilon_{Nd}(T)$ = −2.4 … −1.0, T_{Nd}(DM) = = 3.1—3.0 млрд лет**)**. Вмещающие синметаморфические эндербиты и чарнокиты чрезвычайно близки по Nd-изотопным характеристикам к каларским чарнокитам **(**$\varepsilon_{Nd}(T)$ = −2.7 … −1.0, T_{Nd}(DM) = 3.1—3.0 млрд лет**)**. Из диаграммы ε_{Nd}–T (рис. 84) следует, что гнейсы Курультинского блока были образованы за счет более молодого по сравнению с породами Чара-Олёкминского геоблока неоархейского корового источника. Точки изотопных составов Nd-чарнокитов каларского комплекса, а также более ранних эндербитов и чарнокитов джелуйского и алтуальского комплексов расположены более или менее компактно в верхней части поля изотопной эволюции Nd-континентальной коры Чара-Олёкминского геоблока.

Pb-Pb изотопная систематика. Главными особенностями Pb-изотопных данных, полученных как для кислотных вытяжек, так и для остатков после выщелачивания образцов плагиоклазов из анортозитов каларского комплекса (табл. 34), являются значительные вариации измеренных изотопных отношений и существенно более радиогенный изотопный состав по сравнению с модельным обыкновенным Pb-позднеархейских пород и руд. Резкое отклонение измеренных изотопных отношений от модельных значений в изученных образцах, вероятнее всего, вызвано перераспределением Pb между полевым шпатом и породой с более высоким U/Pb отношением в ходе палеопротерозойского метаморфического события, приведшего к фиксации в полевом шпате среднего изотопного состава Pb породы в целом на время наложенного воздействия. Для определения возраста наложенного процесса была построена изохрона T1-T2 по Pb-изотопным данным для остатков после выщелачивания плагиоклазов (Ларин и др., 2006б). Полученная оценка возраста ~1.9 млрд лет в целом соответствует возрасту наложенного высокоградного метаморфического события (1.85 млрд лет), определенного U-Pb методом (Сальникова и др., 2004). Рассчитанная величина параметра μ_2 = 9.2—9.3 может свидетельствовать о том, что первичная магма анортозитов была образована за счет плавления нижнекорового источника или же она имела мантийное происхождение, но была контаминирована материалом архейской нижней коры.

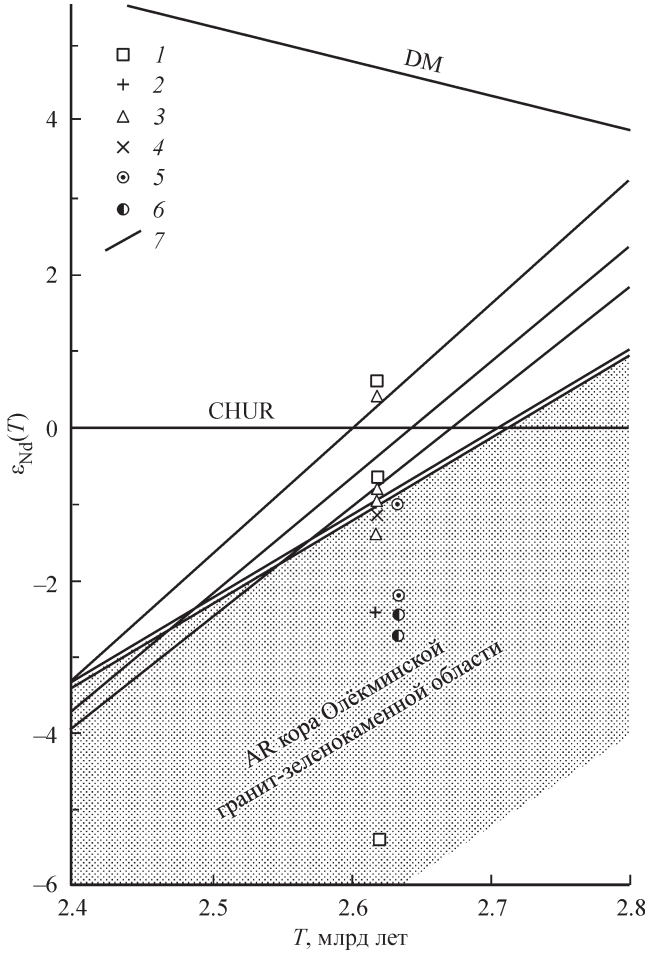


Рис. 72. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$—T для пород каларского анортозит-чарнокитового комплекса и вмещающих пород Курультинского тектонического блока.

1—4 — каларский комплекс: *1—2* — Имангакитский массив (*1* — основные породы, *2* — чарнокиты); *3—4* — Куронаахский массив: *3* — основные породы, *4* — чарнокиты; *5—6* — синметаморфические гранитоиды: *5* — эндербиты джелуйского комплекса, *6* — чарнокиты алтуальского комплекса; *7* — линии эволюции изотопного состава Nd в гнейсах курультинской толщи. На диаграмме также показаны эволюционные линии для недифференцированной Земли (CHUR) и для деплетированной мантии (DM) (по: Goldstein, Jacobsen, 1988), а также эволюционное поле архейской коры Чаро-Олёкминского геоблока (по: Сальникова и др., 1996).

3.2.2.2. Ограничения на источники пород

Широкие вариации первичных значений ε_{Nd} в основных породах каларского комплекса, вероятнее всего, свидетельствуют о масштабной контаминации первичных магм коровыми породами. Как было показано на примере Салминского батолита, а также на основе анализа литературных данных (Piercey, Wilton, 1999; Emslie et al., 1994; Stein et al., 1998) при формировании анортозитов первичная

мантийная магма может «усваивать» до 75% и более вещества континентальной коры. В силу этого Nd-изотопные характеристики анортозитов отражают не состав мантийного источника, а составы коровых контаминантов или имеют составы, промежуточные между таковыми источников и коровых контаминантов (Ларин и др., 2002а; Rämö, 1991). Совершено естественно, что исходная магма анортозитов, в которой концентрации Nd более чем на порядок ниже ассоциирующих чарнокитов (табл. 23), в изотопном смысле значительно более чувствительна к коровой контаминации. Поэтому вариации значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ в анортозитах, скорее всего, свидетельствуют именно о таких процессах. Однако отсутствие корреляций между изотопным составом Nd и геохимическими параметрами — индикаторами коровой контаминации (Mg#, Cr, Rb, Zr), по-видимому, указывают на то, что вариации значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ обусловлены не столько различной степенью контаминации, сколько гетерогенностью корового контаминанта. Учитывая сложный полибарический характер кристаллизации автономных анортозитов (Emslie, 1985; Emslie et al., 1994; Ashwal, 1993), можно считать возможность ассимиляции корового вещества различного типа и возраста на различных уровнях глубинности весьма правдоподобной (Ларин и др., 2002а). Однако с учетом того, что основной объем поднимающейся в верхнекоровые уровни магмы представлен «анортозитовой кашей», не способной к активному взаимодействию с вмещающими породами (Ashwal, 1993), наиболее вероятной представляется контаминация веществом нижней коры (Emslie et al., 1994). Pb-изотопные данные по анортозитам подтверждают этот тезис.

Относительно более древние вмещающие эндербиты и чарнокиты, судя по Nd-изотопным (рис. 72; табл. 23) и геохимическим данным, образовались в результате плавления континентальной коры главным образом Чара-Олёкминского геоблока, а не вмещающих гранулитовых пород Курультинского блока (Ларин и др., 2006а). Это может свидетельствовать о том, что последний, скорее всего, представляет собой тектоническую пластину сравнительно небольшой мощности, надвинутую в ходе позднеархейского коллизионного события на южный фланг Чара-Олёкминского геоблока Алданского щита (Mints et al., 2000). Близость изотопных составов чарнокитов каларского комплекса, а также синметаморфических эндербитов и чарнокитов не исключает единства их источников и соответственно коровой природы каларских чарнокитов. Однако этому противоречат резкие геохимические различия этих двух групп гранитоидов (Ларин и др., 2006а), а также то, что каларские чарнокиты принадлежат к специфической группе А-типа гранитов — «восстановленным гранитам типа рапакиви» (Frost, Frost, 1997). К сожалению, Sm-Nd изотопная систематика в условиях близости возраста корообразующего события вмещающего тектонического домена и гранитов рассматриваемого типа не позволяет уверенно различать мантийный и ювенильно-коровый резервуары (Emslie et al., 1994). Поэтому оценить степень мантийно-корового взаимодействия при формировании исходных расплавов чарнокитов каларского комплекса не представляется возможным. Однако, как было показано на примере гранитов рапакиви Салминского массива, в источнике такого типа гранитоидов должен присутствовать мантийный компонент. Близкая точка зрения относительно генезиса такого типа гранитов Северной Америки, Швеции и Норвегии отстаивается в работах многих исследователей (Öhlander et al., 1994; Frost et al., 2000, 2002; Bolle et al., 2003; Corfu, 2004; Anderson, Morrison, 2005). По их мнению, чарнокиты образуются при кристаллизации в глубинных условиях магм, образованных за счет смешения коровых анатектических и мантийных магм, причем Pb-изотопные данные указывают на нижнекоровый источник для таких анатектических магм (Corfu, 2004).

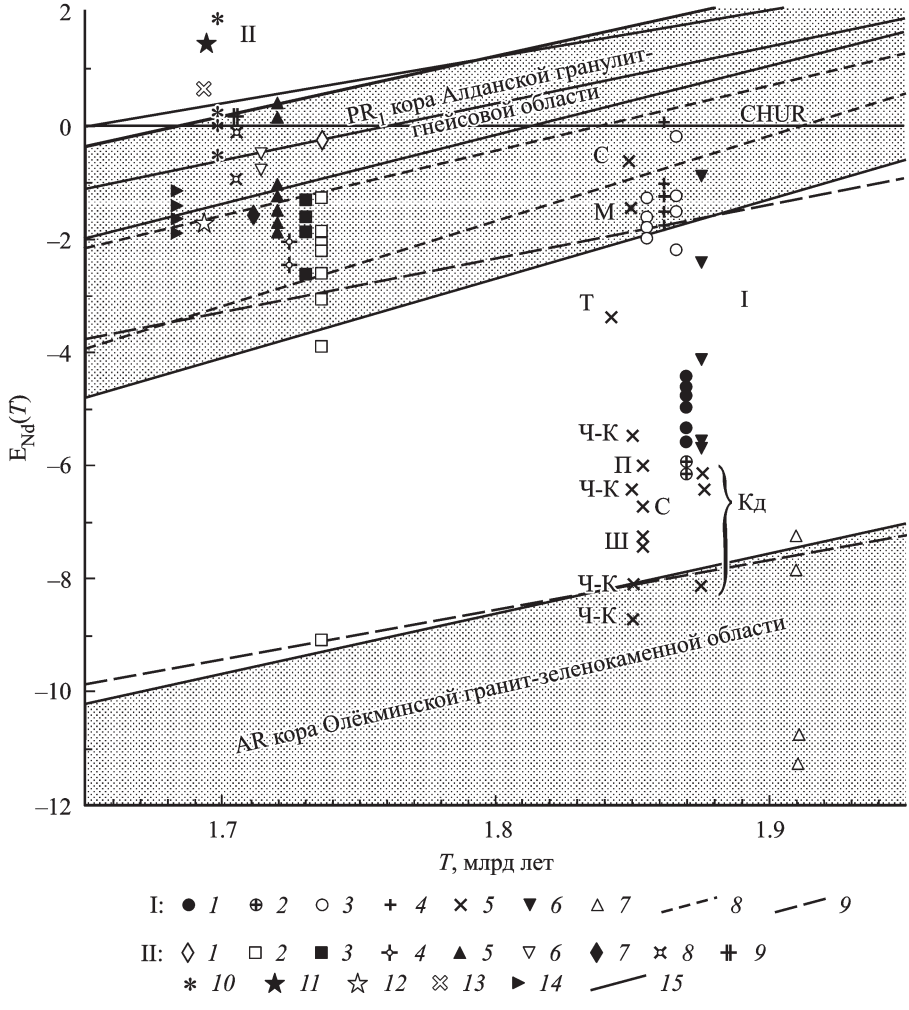


Рис. 73. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$—T для пород рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций Сибирской платформы. С использованием данных: Ножкин и др. (2003); Кирнозова и др. (2003), а также неопубликованных материалов Е. Ю. Рыцка и А. Н. Тимашкова.

I. Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс (1.88—1.84 млрд лет). *1—6* — Южно-Сибирский магматический пояс: *1—4* — Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс: *1—2* — вулканиты малокосинской свиты (*1* — базальты, *2* — риолиты), *3* — кислые и средние вулканиты домугдинской, хибеленской, иловирьской и чайской свит, *4* — гранитоиды ирельского и абчадского комплексов, *5* — гранитоидные комплексы (Ч-К — чуйско-кодарский, Кд — кодарский, П — приморский, Ш — шумихинский, С — саянский, М — маректинский, Т — таракский), *6* — чинейский комплекс мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий; *7* — синколлизионные граниты куандинского и ничатского комплексов (1.91—1.89 млрд лет); *8—9* — линии эволюции изотопного состава Nd вмещающих пород: *8* — субдукционных гранитоидов чуйского комплекса (2.02 млрд лет), *9* — гнейсов Шарыжалгайского блока. **II.** Улкан-Джугджурская ассоциация (1.74—1.70 млрд лет). *1—3* — Геранский массив: *1* — мегакрист высокоглиноземистого ортопироксена в породах главной фазы, *2* — анортозиты и габброанортозиты главной фазы, *3* — породы «краевой группы» (габбро-анортозиты, монцониты, габбромонцониты, йотуниты); *4* — граниты рапакиви Южно-Учурского массива; *5—6* — вулканиты улканской серии: *5* — базальты, *6* — трахириолиты и трахириодациты; *7* — габброиды гекунданского комплекса; *8—10* — гранитоиды Северо-Учурского массива: *8* —

Изотопные и геохимические исследования анортозит-чарнокитового плутона Роголанд показали (Demaiffe et al., 1986; Bolle et al., 2003; Vander Auwera et al., 2003), что анортозиты и наименее «продвинутые» мафические породы плутона отличаются достаточно примитивными изотопными составами Nd и Sr **(**$\varepsilon_{Nd}(930)$ = = +1.0… + 5.9 и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (930) = 0.7033—0.7060**)**, что, вероятнее всего, указывает на преимущественно сублитосферный мантийный источник. Более «продвинутые» мафические породы — монцониты и чарнокиты — по мнению авторов цитированных выше работ, образуются в ходе дифференциации базитовых магм и контаминации их коровым веществом. Все эти породы характериизуются крайне низкой фугитивностью кислорода и низкой активностью воды.

Астеносферный источник основных пород аналогичных анортозит-чарнокитовых комплексов провинции Гренвилл был установлен на основании изотопных исследований (Emslie, Henger, 1993).

3.3. Анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная магматическая ассоциация

3.3.1. Анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная группа

3.3.1.1. Улкан-Джугджурская ассоциация

Для изотопных исследований была подобрана систематическая коллекция образцов пород Геранского массива анортозитов, Южно-Учурского массива гранитов рапакиви, Улканского вулканоплутонического комплекса и вмещающих высокометаморфических пород Тырканского блока Восточно-Алданского мегаблока Алданского щита.

Sm-Nd изотопная систематика. Из всех пород рассматриваемой ассоциации породы Геранского массива отличаются максимальной изотопной гетерогенностью Nd (табл. 24, рис. 73). Для них характерны вариации первичных значений ε_{Nd} от –9.1 до –0.4, причем наиболее радиогенным изотопным составом Nd **(**$\varepsilon_{Nd}(T)$ = –0.4**)** отличается мегакрист высокоглиноземистого пироксена. В то же время для большей части массива характерны сравнительно небольшие вариации изотопного состава Nd как в породах центральной «анортозитовой» части, так и в породах «краевой меланократовой» группы **(**$\varepsilon_{Nd}(T)$ от –1.3 до –1.9**)**. Значительная изотопная гетерогенность и в целом менее радиогенный изотопный состав Nd свойственны только сравнительно небольшой площади в юго-восточной части массива (ε_{Nd} от –9.1 до –2.3) (рис. 28). Для большей части базальтов и габброидов гекунданского комплекса характерны слабые вариации в изотопном составе Nd **(**$\varepsilon_{Nd}(T)$ от –2.0 до –0.9**)**.

Специфической особенностью кислых магматических пород района является то, что они в большинстве случаев имеют более радиогенные изотопные составы Nd, чем основные породы. Наименее радиогенные составы Nd характерны для гранитов Южно-Учурского массива **(**$\varepsilon_{Nd}(T)$ от –2.0 до –2.4 и $T_{Nd}(DM)$ = 2.3—2.4 млрд лет**)**. Для кислых вулканитов элгэтэйской свиты характерны вариации

крупнозернистые биотитовые граниты и кварцевые сиениты, *9* — мелкозернистые биотитовые граниты, *10* — щелочные граниты; *11—12* — амундалинский вулканогенно-экструзивный комплекс: *11* — комендит, *12* — онгориолит; *13* — гематит-кварц-полевошпатовый метасоматит с Be оруденением; *14* — базальты и долериты бириндинской свиты уянской серии; *15* — линии эволюции изотопного состава Nd вмещающих кристаллических сланцев.

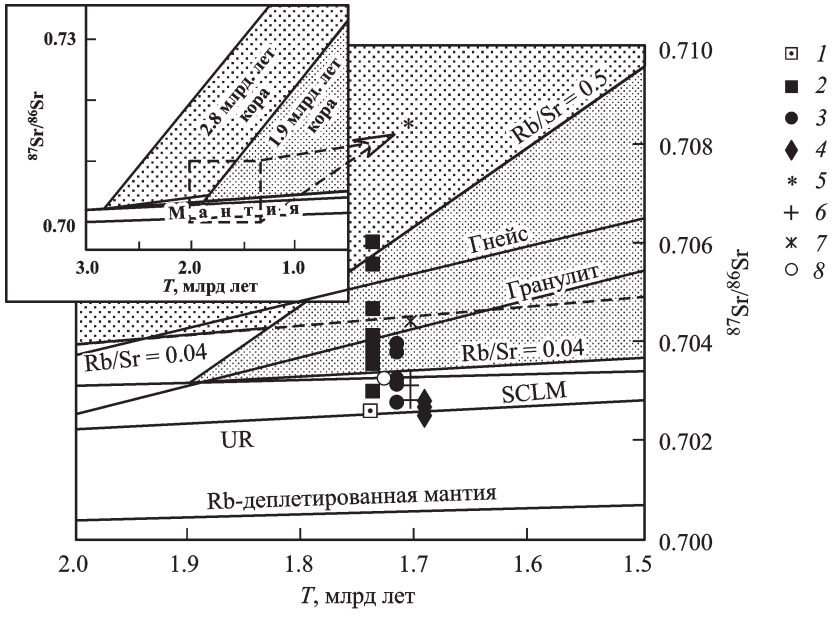


Рис. 74. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$—T для пород Улкан-Джугджурской магматической ассоциации.

1—2 — Геранский массив: *1* — мегакрист высокоглиноземистого ортопироксена, *2* — анортозиты и мафические породы «краевой группы»; *3* — базальты улканской серии; *4* — базальты уянской серии; *5* — трахириолит улканской серии; *6* — граниты Северо- и Южно-Учурского массивов; *7* — лампрофир; *8* — габбро гекунданского комплекса.

$\varepsilon_{Nd}(T)$ от –0.4 до –0.7 и $T_{Nd}(DM)$ = 2.3 млрд лет. Граниты Северо-Учурского массива ха-рактеризуются более широкими вариациями: в субщелочных гранитах $\varepsilon_{Nd}(T)$ — от –1.0 до +0.2 и $T_{Nd}(DM)$ = 2.2—2.3 млрд лет, а в щелочных гранитах $\varepsilon_{Nd}(T)$ — от –0.3 до +1.9 и $T_{Nd}(DM)$ = 2.1—2.2 млрд лет. Относительно низкое значение ε_{Nd} = –1.1 установлено в дайке гроруди та. В то же время ассоциирующие с щелочными гранитами кварц-полевошпатовые рудоносные метасоматиты редкометаллного месторождения Бугундя имеют явно более радиогенный изотопный состав Nd — ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = +0.7). Наиболее контрастным изотопным составом Nd отличаются породы позднего и наиболее дифференцированного амундалинского экструзивно-вулканогенного комплекса, для комендитов величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ составляет +1.3, тогда как для онгориолитов $\varepsilon_{Nd}(T)$ = –1.7.

Rb-Sr изотопная систематика. Широкие вариации I_{Sr} при сравнительно низких значениях $^{87}Rb/^{86}Sr$ характерны для основных пород Геранского массива — 0.7026—0.7059 и 0.0052—0.7341 соответственно (табл. 24), причем наиболее низкие значения I_{Sr} = 0.7026 установлены для мегакриста высокоглиноземистого ортопироксена. На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr$—T (рис. 74) бóльшая часть точек массива лежит выше поля эволюции пород мантии и только мегакрист высокоглиноземистого пироксена — на эволюционной кривой UR. Породы с наиболее радиогенным изотопным составом Sr характерны для юго-восточной части массива. Исследованные базальты также имеют близкие вариации значений I_{Sr} при невысоких $^{87}Rb/^{86}Sr$ — 0.7026—0.7039 и 0.0469—0.3789 соответственно. Самые низкие значения первичного $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7026—0.7029) установлены в базитах

биридинской свиты. На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr$—*T* они лежат близко к UR, тогда как бóльшая часть базальтов улканской серии расположена несколько выше — между эволюционными кривыми UR и SCLM, а две точки — в области эволюции нижней континентальной коры. В кислых породах $^{87}Rb/^{86}Sr$ меняется от 0.7580 в наиболее примитивных кварцевых сиенитах до 145—177 в сильнофракционированных субщелочных и щелочных гранитах. Совершенно естественно, что при таких высоких Rb/Sr в условиях длительно развивавшегося и многостадийного магматизма, притом что регион претерпел существенную тектоническую активизацию в мезозое, «первичные» $^{87}Sr/^{86}Sr$ в большинстве исследованных кислых пород оказались совершенно нереалистичными (табл. 24). По-видимому, наиболее приближенными к реальным являются значения I_{Sr}, полученные по валовой пробе кварцевого сиенита Северо-Учурского массива и роговой обманки из этого же образца, — 0.7032 и 0.7026 соответственно. Близкие значения I_{Sr} = 0.7031 были установлены для гастингсита из гранита Южно-Учурского массива. На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr$—*T* эти значения лежат практически на эволюционой кривой SCLM. Вмещающие мафические гранулиты и гнейс отличаются низкими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (1.73) — 0.7020—0.7040 для гранулитов и 0.7052 для гнейса и лежат в поле эволюции нижней континентальной коры.

Pb-изотопная систематика. Характерной особенностью Pb-изотопных данных, полученных для остатков после кислотного выщелачивания полевых шпатов (табл. 29; рис. 75, 76), являются значительные вариации измеренных изотопных отношений. Наряду с составами, близкими к модельным составам обыкновенного Pb для конца раннего протерозоя, существуют образцы, демонстрирующие сильноварьирующие и существенно более радиогенные изотопные составы. Если к первой группе относятся преимущественно породы основного состава, то во второй преобладают гранитоиды, причем наиболее радиогенные изотопные составы Pb характерны для максимально дифференцированных гранитов Северо-Учурского массива. Для последних характерно, что остатки после выщелачивания имеют более радиогенный изотопный состав, чем азотнокислые вытяжки. Все это указывает на наличие в полевых шпатах химически устойчивых сингенетичных минералов с высоким U/Pb. Микрозондовые исследования подтвердили присутствие тончайших включений циркона в породообразующих минералах этих гранитов. Pb-изотопные данные для полевых шпатов щелочных гранитов дают серию двухточечных изохрон «выщелат—остаток», средневзвешенное значение возраста по углам наклона которых составляет около 1.8 млрд лет. Характерной особенностью пород Улкан-Джугджурской магматической ассоциации с нерадиогенными изотопными составами Pb являются пониженные значения параметра μ_2 (8.81—9.70) и повышенные параметра κ_2 (3.70—4.78). Низкие значения для параметра μ_2 (9.3) были вычислены и для щелочных гранитов, отличающихся радиогенным изотопным составом Pb. Низкие значения μ_2 (9.02—9.21) и близкие к среднекоровым значения κ_2 (3.61—3.67) фиксируются также во вмещающих гнейсах и кристаллосланцах. На диаграммах $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ точки изотопных составов большинства пород и рудных галенитов образуют компактное поле между мантийной и нижнекоровой кривыми эволюции Pb (рис. 75). Исключение составляет лишь часть точек Геранского массива, образующих тренд к орогенной кривой в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$. Изотопный состав Pb валовых проб вмещающих гранулита и гнейса, пересчитанный на возраст Улкан-Джугджурской ассоциации, практически идентичен наиболее примитивным изотопным составам Южно-Учурского массива.

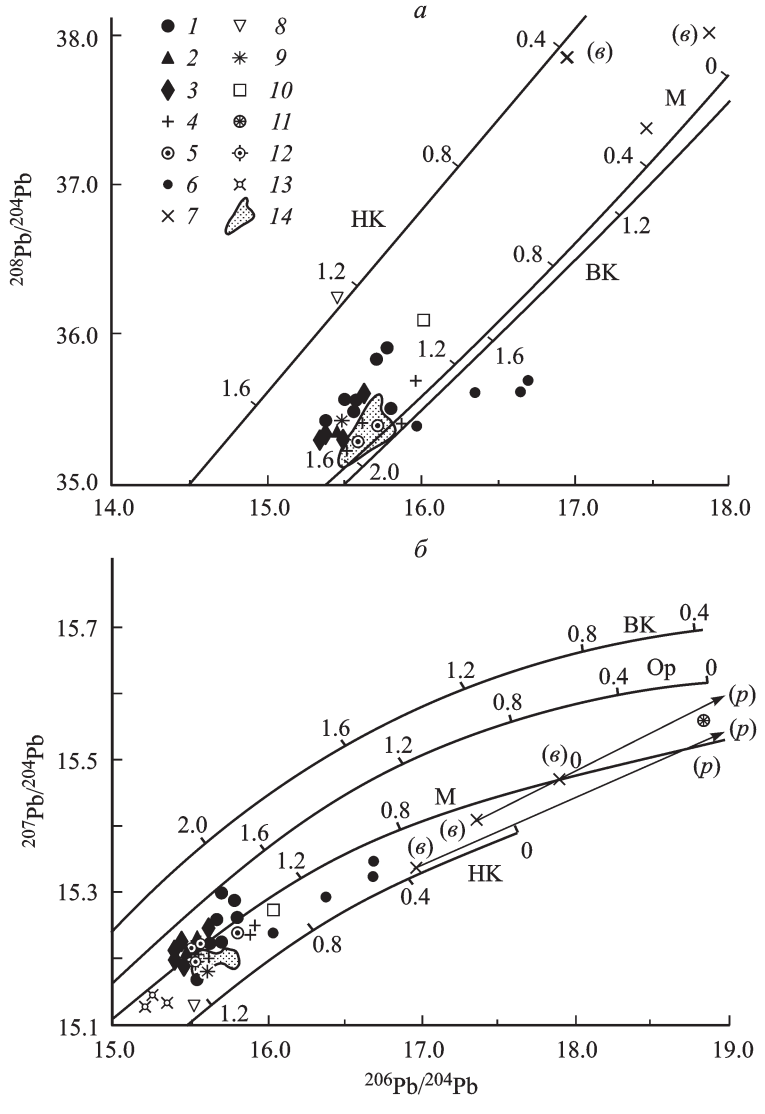


Рис. 75. Диаграммы $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (а) и $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (б) для полевых шпатов и валовых проб Улкан-Джугджурского района.

1—3 — полевые шпаты из пород Геранского массива: *1* — анортозиты, *2* — габброанортозиты и габбронориты, *3* — йотуниты, мангериты и сиениты; *4* — ортоклазы гранитоидов Южно-Учурского массива; *5—7* — ортоклазы из гранитоидов Северо-Учурского массива: *5* — крупнозернистые биотитовые граниты и кварцевые сиениты; *6* — мелкозернистые биотитовые граниты; *7* — щелочные граниты; *8* — плагиоклазы из базальтов элгэтэйской свиты; *9* — плагиоклаз из базальта биринджинской свиты; *10* — ортоклаз из трахириолита элгэтэйской свиты; *11* — калишпат из комендита; *12* — вмещающие кристаллические сланцы (изотопный состав Pb, пересчитанный на $T = 1.73$ млрд лет); *13* — полевые шпаты из вмещающих кристаллических сланцев и гранитов; *14* — галениты из редкометалльных руд в Северо-Учурском массиве. (*в*) — выщелок, (*р*) — рестит.

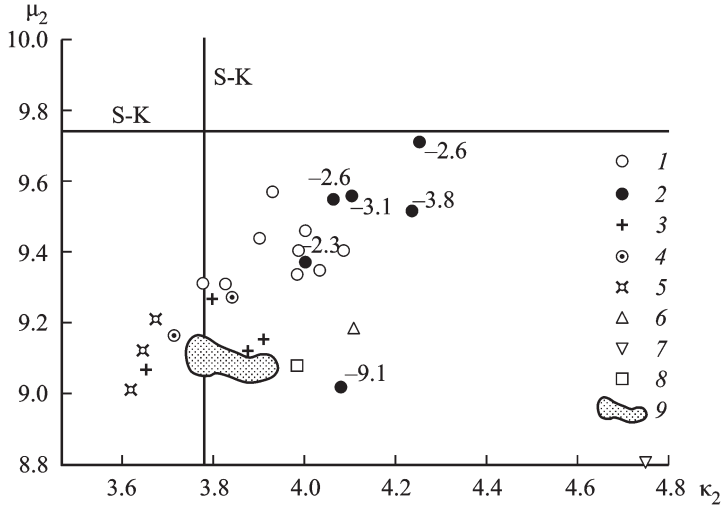


Рис. 76. Диаграмма μ_2—κ_2 для источников пород улканского комплекса.

1, *2* — анортозиты, габброанортозиты и монциониты Геранского массива: *1* — $\varepsilon_{Nd}(T) > -2$, *2* — $\varepsilon_{Nd}(T) < -2$ (цифры у точек на диаграмме — значения $\varepsilon_{Nd}(T)$); *3* — граниты Южно-Учурского массива; *4* — граниты главной фазы Северо-Учурского массива; *5* — вмещающие кристаллические сланцы; *6*—*7* — вулканиты элгэтэйской свиты: *6* — риолит, *7* — базальт; *8* — базальт биридинской свиты; *9* — поле галенитов из редкометалльных месторождений в Северо-Учурском массиве.

3.3.1.2. Ограничения на источники пород

Породы основного состава

Геранский массив. Nd- и Sr-изотопные данные по основным породам свидетельствуют об их образовании из обогащенного источника, причем это «обогащение» могло быть обусловлено как внутрикамерной ассимиляцией вмещающих пород или предшествующей внедрению глубинной контаминацией, так и происхождением исходной магмы из обогащенного мантийного источника либо комбинацией того и другого. В породах Геранского массива наиболее примитивным изотопным составом отличается мегакрист высокоглиноземистого ортопироксена ($\varepsilon_{Nd} = -0.4$ и $I_{Sr} = 0.7026$). Выделение подобного пироксена происходит в высокобарических условиях на самых ранних стадиях кристаллизации исходного расплава (Ashwal, 1993; Emslie et al., 1994), когда процессы коровой контаминации были минимальны. Поэтому данный изотопный состав, вероятнее всего, наиболее приближен к изотопному составу исходной магмы для пород Геранского массива. Изотопный состав этого пироксена близок к значению, принятому для «Общей Силикатной Земли» (Bulk Silicate Earth — BSE). Изотопный состав, близкий к этой величине, был предложен для литосферных и плюмовых мантийных источников базальтовых магм (Paces, Bell, 1989; Shierey et al., 1994).

В целом же для Геранского массива наблюдается корреляция первичных изотопных отношений Sr и Nd с пространственным положением пород (рис. 28; табл. 24). Для большей части массива (западная и центральная) характерны сравнительно небольшие вариации $^{87}Sr/^{86}Sr(1.73)$ — от 0.7036 до 0.7039 и $\varepsilon_{Nd}(1.73)$ — от –1.3 до –2.2, со значениями модельного $T_{Nd}(DM)$ возраста в пределах 2.2—2.4 млрд лет. В то же время для восточной его части характерны значительная

изотопная гетерогенность, в целом менее радиогенный изотопный состав Nd и более радиогенный Sr (**I_{Sr}** = 0.7039—0.7059, ε_{Nd} = –2.3 … –9.1 и T_{Nd}(DM) = 2.3—3.1 млрд лет**)**. Наблюдаемая картина распределения первичных изотопных составов Nd и Sr по площади Геранского массива близка к таковой в анортозитовом массиве Ларами. В этом массиве для пород его северной части, расположенных в краевой части архейского кратона, характерны пониженные значения ε_{Nd}(1.43) — от –3 до –5, тогда как для части массива, расположенной в протерозойском складчатом поясе, характерны более высокие значения этого параметра — от +1 до –2 (Scoates, Chamberlain, 2003). Аналогичная корреляция изотопных составов анортозитов с тектоническим положением массивов фиксируется и для комплекса Найн. Плутоны, локализованные в палеопротерозойской провинции Черчилл, имеют значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –3 до –10, тогда как в архейской провинции Найн величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ в анортозитах опускается до –10 … –18. Подобные различия в изотопном составе объясняются коровой контаминацией соответственно протерозойским или архейским коровым компонентом (Emslie et al., 1994).

Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$—$^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ (рис. 77) демонстрирует отчетливую отрицательную корреляцию значений ε_{Nd} и I_{Sr}, при этом бóльшая часть точек пород западной и центральной частей массива образует сравнительно компактное скопление. Положение этих точек ниже тренда вмещающих пород, который, скорее всего, отвечает линии смешения вещества палеопротерозойской ювенильной коры и более древней коры с повышенным Rb/Sr, свидетельствует о том, что эти породы не могли выступать в качестве основного корового контаминанта. Ниже этого скопления точек, в область более радиогенных изотопных составов Sr и менее радиогенных составов Nd, продолжается тренд пород Геранского массива, главным образом из его восточной части. В целом эта кривая может быть интерпретирована как линия смешения некоего мантийного компонента с изотопным составом, близким к BSE (или более примитивным), с древним коровым компонентом, а вернее всего, компонентами, судя по особенностям распределения изотопных составов Nd и Sr по площади Геранского массива (Ларин и др., 2002а). К сожалению, нам неизвестен коровый конечный член (члены) этой линии смешения. Обнаженные на современной эрозионной поверхности вмещающие породы не отвечают по своим изотопным характеристикам этому компоненту.

Привлечение данных по Pb-изотопной систематике показывает, что реальная картина намного сложнее. Во-первых, необходимо отметить, что Pb-изотопные данные по породам Геранского массива, вероятнее всего, отражают изотопные характеристики коровых контаминантов, как это установлено в Салминском и Выборгском батолитах. О высоком уровне коровой контаминации достаточно определенно свидетельствуют Nd- и Sr-изотопные данные. Во-вторых, анализ трендов в координатах μ_2—κ_2 (рис. 76) показывает, что, при формировании пород Геранского массива, вероятнее всего, имела место ассимиляция корового вещества из нескольких различных источников. Бóльшая часть точек пород Геранского массива лежит в пределах главного тренда, который может быть интерпретирован как линия смешения палеопротерозойского ювенильного корового компонента, близкого по своим Pb-изотопным характеристикам к обнаженным на современной эрозионной поверхности вмещающим породам (низкие значения μ_2, κ_2 и наиболее высокие ε_{Nd}) с неким гипотетическим коровым компонентом (повышенные, близкие к S-K значения μ_2, высокие κ_2 и пониженные ε_{Nd}). Одна точка анортозита из восточной части массива с наименее радиогенным изотопным составом Nd и наиболее радиогенным изотопным составом Sr (ε_{Nd} = –9.1 и I_{Sr} = 0.7059) находится на другом тренде, ориентированном в область низких значений μ_2 и высоких κ_2.

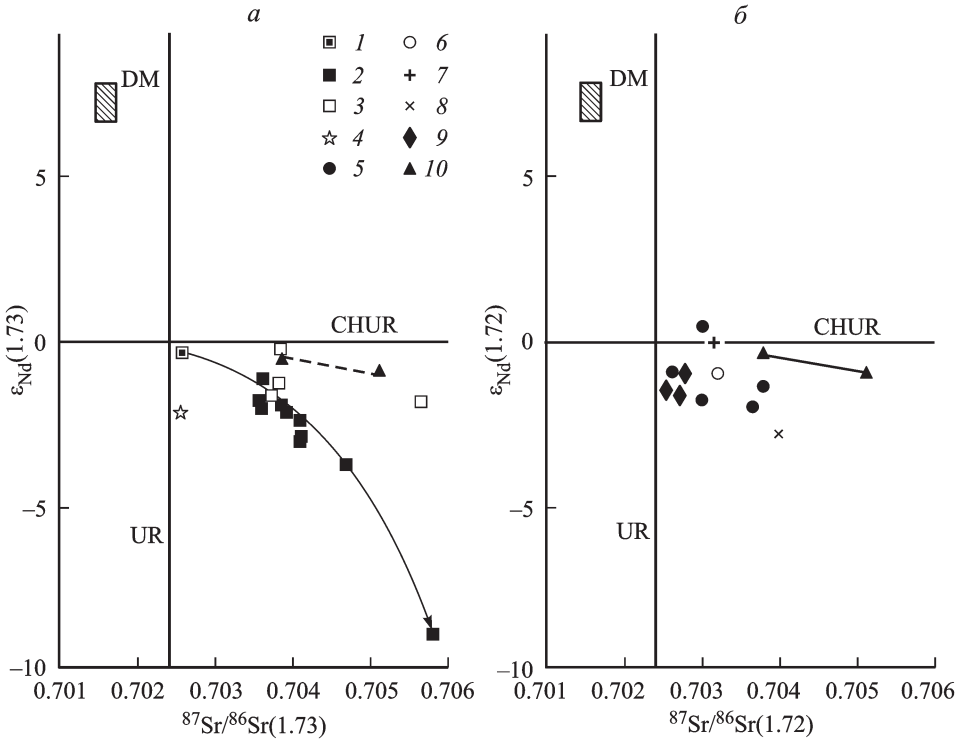


Рис. 77. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$—$^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ для пород Улкан-Джугджурской магматической ассоциации и вмещающих пород.

а — Геранский и Южно-Учурский массивы; *б* — улканский вулканоплутонический комплекс. *1—3* — Геранский массив: *1* — мегакрист высокоглиноземистого пироксена, *2* — анортозиты и габброанортозиты, *3* — мафические породы «краевой группы»; *4* — гранит Южно-Учурского массива; *5* — базальты улканской серии; *6* — габбро гекунданского комплекса; *7* — сиенит Северо-Учурского массива; *8* — лампрофир амундалинского комплекса; *9* — базальты и долериты биринданской свиты уянской серии; *10* — вмещающие гнейсы и кристаллические сланцы. На диаграмме показаны эволюционные линии для недифференцированной Земли (CHUR) и для деплетированной мантии (DM) (по: Goldstein, Jacobsen, 1988). UR — общая силикатная земля (BSE) (по: Pearson et al., 2004).

Таким образом, изотопные данные по породам Геранского массива свидетельствуют о том, что исходная магма претерпела сложную глубинную контаминацию коровым веществом. Можно выделить по крайней мере три различных коровых компонента: 1) палеопротерозойская ювенильная кора с низкими значениями μ_2 и пониженными или близкими к S-K значениями κ_2; 2) архейская (?) кора с несколько повышенными значениями μ_2 (близкими к S-K) и высокими κ_2; 3) архейская кора с низкими значениями μ_2 и высокими κ_2. Близость по изотопному составу Pb и Nd анортозитов из западной и центральной частей Геранского массива и гранитов Южно-Учурского массива может свидетельствовать о том, что исходная магма анортозитов была контаминирована коровым веществом, которое являлось протолитом для этих гранитов. Несоответствие по изотопному составу Sr гранитов и анортозитов, как выше уже было сказано, связано с нарушениями Rb-Sr изотопной систематики в гранитах в результате воздействия термальных процессов мезозойского возраста (Larin et al., 1997). Изотопные данные свиде-

тельствуют о том, что для всех этих коровых компонентов характерны низкие Rb/Sr, низкие или пониженные U/Pb и высокие или повышенные Th/U, что является характерной особенностью нижнекоровых пород.

О том, что эта контаминация носила глубинный характер, можно полагать на том основании, что изотопный состав анортозитов и мафических пород «краевой группы» в центральной и западной частях массива мало отличается. Согласно современным петрогенетическим моделям (Emslie et al., 1994), анортозитовая магма, формирующаяся в магматической камере на нижнекоровых глубинах в виде «анортозитовой каши», достигнув состояния гравитационной неустойчивости, начинает диапирический подъем в верхнекоровые горизонты. Процессы коровой контаминации в ходе подъема через кору такой «анортозитовой каши» маловероятны. Поэтому близость изотопных составов анортозитов и пород «краевой группы», кристаллизовавшихся из магматической жидкости на уровне становления массива, говорит, о контаминации и тех и других на едином, глубинном уровне. Оценить степень такой контаминации, когда нам неизвестны изотопные и геохимические характеристики конечных членов смешения, трудно. Однако сравнение с близкими по возрасту базальтами Улканской структуры (рис. 74, 77, 78) демонстрирует гораздо более высокую степень контаминированности пород Геранского массива. Это подтверждается также и геохимическими данными (рис. 66).

Кроме глубинной контаминации в ограниченном масштабе проявлена контаминация на уровне становления массива. Как уже отмечалось, породы «краевой группы» в целом имеют те же изотопные характеристики, что и анортозиты, — свидетельство единства их источников. Исключение составляют только два образца из эндоконтактовой зоны массива, фигуративные точки которых на диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)$—I_{Sr} (рис. 77) ложатся на тренд (или его продолжение) изотопных составов вмещающих пород. Таким образом, контаминация вмещающими породами фиксируется лишь для пород «краевой группы», кристаллизация которых в отличие от анортозитов происходила на уровне становления массива из расплава.

Приведенные данные позволяют полагать, что первичная магма пород Геранского массива была отделена от обогащенного источника. В ходе длительной эволюции она претерпела полибарическую кристаллизацию и глубинную интенсивную контаминацию нижнекоровым веществом. Нижнекоровые контаминанты не обнажены на современной эрозионной поверхности, и это в целом характерно для многих регионов мира (Mitchell et al., 1995; Piercey, Wilton, 1999; Emslie et al., 1994). Верхнекоровая контаминация на уровне становления массива играла явно подчиненную роль. Поздние и наиболее дифференцированные породы «краевой группы» массива связаны с анортозитами единством источника. Важным следствием является также установление латеральной неоднородности нижней континентальной коры района, что, скорее всего, указывает на то, что Геранский массив был внедрен по границе двух различных тектонических блоков: палеопротерозойского и архейского. Вероятно, не случайно также то, что габброиды «краевой группы» локализованы по периферии массива. Причина, скорее всего, в том, что сравнительно более низковязкая базитовая магма действовала как смазка в коридоре внедрения и поэтому была способна к транспорту более вязкой «анортозитовой каши» с их уровней зарождения до уровней окончательного внедрения.

Базальты улканской и уянской серий. Базальты и близкие к ним по составу и возрасту габброиды гекунданского комплекса имеют существенно более ограниченный диапазон вариаций изотопного состава Nd и Sr и в целом более примитивный изотопный состав. Для базальтов улканской серии: ε_{Nd} — от +0.1/+0.4 до –2.0, I_{Sr} = 0.7027—0.7039. Еще более сжатый диапазон в базальтах уянской

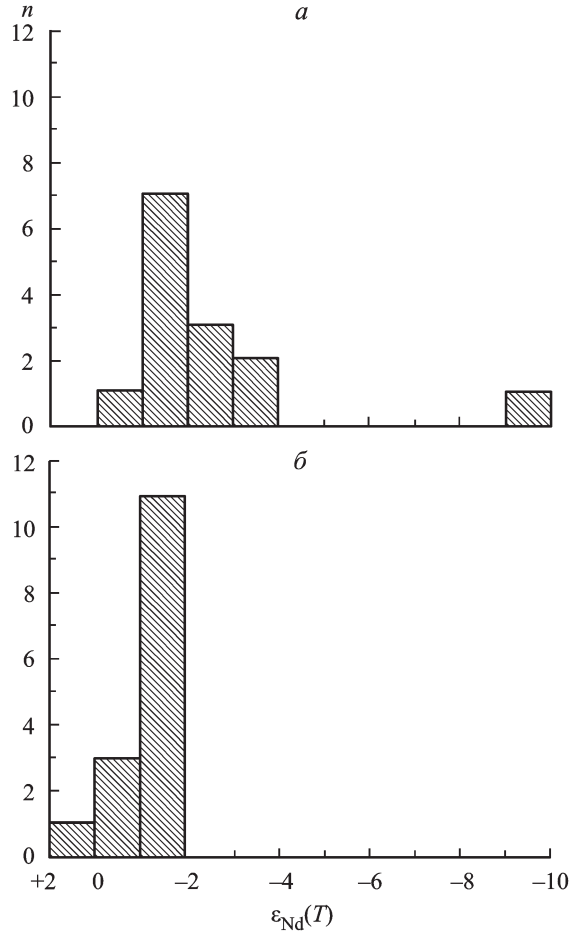


Рис. 78. Гистограммы распределения значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ в основных породах Геранского массива (*а*) и базальтах улканской серии (*б*).

серии: ε_{Nd} — от –0.9 до –1.6, I_{Sr} = 0.7026—0.7029. На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)$—$^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ (рис. 79) точки базальтов ложатся между мегакристом отропироксена и основной группой пород Геранского массива, свидетельствуя, скорее всего, о единстве источников базальтов и анортозитов, а также о меньшей степени контаминированности базальтов. Единственный образец, выпадающий из общего ряда, это миндалекаменный базальт улкачанской свиты (табл. 24, № 207660, ε_{Nd} = +0.1/0.4 и I_{Sr} = 0.7031). На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)$—$^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ он обособлен от остальных базальтов и лежит на продолжении тренда изотопных составов вмещающих пород. Вероятнее всего, незначительное превышение $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ в этом базальте по сравнению с остальными может быть связано с перераспределением изотопов Sr между базальтом и вмещающими породами в условиях открытой флюидонасыщенной системы. На последнее указывает наличие в базальте миндалин, выполненных халцедоном, кальцитом и хлоритом, а также высокие содержания в породе летучих компонентов (п.п.п. = 8.96%). Повышенные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ этого базальта нельзя объяснить ассимиляцией вмещающих пород из-за большой

разницы в концентрациях Nd между вмещающими породами (13.9—52.2 ppm) и базальтом (85.4—86.4 ppm).

Корреляция между ε_{Nd} и I_{Sr}, с одной стороны, и с геохимическими индикаторами контаминации Nb/La, Ce/Pb, Mg# — с другой — отсутствует. В то же время в базальтах и габброидах TiO_2 хорошо и положительно коррелируется с Nb, Zr, LREE. Несколько хуже проявлена корреляция TiO_2 с K_2O и Rb, лучше всего — в базальтах и долеритах уянской серии, для которых отсутствует ассоциация с одновозрастными породами кислого состава. Таким образом, все несовместимые элементы положительно коррелируются с Ti, не считаясь с тем, имеют ли они высокие (K_2O и Rb), средние (Nb, Zr и LREE) или низкие (Ti) содержания в коровых резервуарах. Тренд к высоким содержаниям Ti в базальтах не может быть коровым по происхождению, значит и положительно коррелированное с ним обогащение несовместимыми элементами не может быть чисто коровыми. Вероятнее всего, все корреляции несовместимых элементов имеют мантийную связь. Из этого следует, что коровая контаминация в базальтах проявлена относительно слабо. Менее всего это касается пород бириндинской свиты уянской серии, в которых лучше проявлена корреляция Ti с несовместимыми элементами. Для них же характерны и наиболее низкие значения I_{Sr}. На диаграмме Th—Hf/3—Ta (рис. 20, *б*) эти породы лежат в поле внутриплитных толеитов и базальтов E-MORB, тогда как базальты улканской серии смещены в поле известково-щелочных базальтов по тренду смешения, что, вероятнее всего, обусловлено коровой контаминацией. Pb-изотопные данные по базальту улканской серии позволили выявить нижнекоровый компонент (контаминант) с экстремально низкими значениями $\mu_2 = 8.81$ и экстремально высокими $\kappa_2 = 4.78$ (рис. 75, 76). Этот компонент резко отличен от корового вещества, принимавшего участие в генезисе гранитов обоих массивов и основного корового контаминанта анортозитов.

Важнейшим вопросом в генезисе пород рассматриваемой ассоциации является определение мантийного конечного члена. Из всего спектра основных пород наиболее примитивным изотопным составом Nd отличаются мегакрист ортопироксена **($\varepsilon_{Nd}(T) = -0.4$)** и базальт улкачанской свиты **($\varepsilon_{Nd}(T) = +0.1/+0.4$)**. В то же время более высокие положительные значения ε_{Nd} (до +1.9) в щелочных гранитах и комендитах определенно свидетельствуют о присутствии LREE-деплетированного, скорее всего, сублитосферного мантийного компонента, который, возможно, принимал участие в генезисе и базальтов, и анортозитов. Однако в рассматриваемом случае мантийный компонент с $\varepsilon_{Nd} \geq +1.9$ не мог быть единственным или даже главным компонентом, от которого были отделены исходные расплавы базальтов и анортозитов. Элементарный расчет в рамках модели двухкомпонентного смешения родоначальной магмы типа оливинового толеита и вещества средней или нижней коры (Rudnick, Fountain, 1995; Rudnick, Gao, 2003) показывает, что для получения базальта с изотопными характеристиками базальтов Улканского района требуется нереалистически высокая пропорция корового контаминанта (> 20% позднеархейского или > 60% палеопротерозойского возраста). В таком случае наиболее правдоподобным представляется образование исходных мафических магм за счет смешения вещества двух мантийных источников: LREE-деплетированного, скорее всего, сублитосферного и LREE-обогащенного литосферного, претерпевших незначительную коровую контаминацию в ходе свего подъема к поверхности. Наиболее подходящим кандидатом на роль литосферного мантийного источника представляется источник базитов бириндинской свиты. Геохимические особенности этих пород свидетельствуют об их отделении от источника, обогащенного Ba и обеденного Nb, Ta, Ti, а также Zr, U и Th, что типично для мантии, метасоматизированной в результате субдукционных процес-

сов. На диаграммах Ba—Nb и Ba—La (рис. 19) базиты биридинской свиты образуют компактные ареалы в полях высоких значений Ba/Nb и Ba/La (поле островодужных магм), тогда как базальты улканской серии образуют вертикальные тренды из областей высоких значений этих отношений в области низких (поле E-MORB). Вероятнее всего, эти тренды представляют собой тренды смешения магм, образованных при плавлении литосферного и сублитсферного источников. Точно такие же тренды на этих диаграммах образуют базальты Мидконтинент-Рифта, США, генезис которых связан с деятельностью мантийного плюма (Shirey, 1997; DePaolo, Daley, 2000). Таким образом, литосферный мантийный источник, вероятно, имел Nd- и Sr-изотопные характеристики, близкие к BSE, ε_{Nd} (1.72) ≈ −1 ± 0.5 и $^{87}Sr/^{86}Sr(1.72) \approx 0.70260—0.70280$. Второй, сублитосферный, источник (возможно, плюмовый) имел ε_{Nd} (1.72) ≥ +1.9. Оценить Sr- и Pb-изотопные параметры этого источника не представляется возможным. Следует отметить, что для головы плюма принимаются изотопные характеристики PREMA (Stein, Hofmann, 1994), которые ко времени возраста 1.72 млрд лет примерно составляют: ε_{Nd} = +3.0, I_{Sr} = 0.7020.

Геохимические данные также указывают на важную роль обогащенного мантийного источника для большей части основных пород ассоциации. На диаграмме Th/Ta—La/Yb (рис. 67) бóльшая часть точек основных пород Улканского района образует тренд между обогащеной мантией (EM-HIMU) и архейской субконтинентальной литосферой. Составы, близкие к EM-HIMU, отражают составы наиболее чистой и высокотемпературной части плюма — его хвоста (Condie, 2001). Обособленное положение имеют лишь самые поздние породы биридинской свиты, долериты. Мафические породы массива Пайкс-Пик на этой диаграмме образуют тренд из области с низкими значениями Th/Ta и повышенными La/Yb в область высокого Th/Ta и La/Yb. Нижние точки расположены в поле OIB, на линии смешения DM или PM и обогащенной мантии (EM-HIMU). Тренд ориентирован в направлении верхней континентальной коры. Близкую ориентировку имеют тренды идентичных по возрасту базальтов Мидконтинент-Рифт и дайкового роя Абитиби. Но дайки Абитиби отличаются меньшей степенью контамирированности коровым веществом, а в базальтах западной части Мидконтинент-Рифта фиксируется большая доля менее обогащенного мантийного компонента (DM или PM). Таким образом, наименее контаминированные базиты комплекса Пайкс-Пик, вероятнее всего, отделялись от мантийного плюма.

Породы кислого состава

Среди пород кислого состава района выделяется несколько групп, различающихся по возрасту, составу и изотопным характеристикам: граниты рапакиви Южно-Учурского массива, кислые вулканиты элгэтэйской свиты, граниты Северо-Учурского массива и близкие к ним вулканогенные породы амундалинского комплекса.

Гранитоиды Южно-Учурского массива, самые ранние кислые породы ассоциации, по своим минералогическим и геохимическим особенностям практически идентичны гранитам рапакиви анортозит-рапакивигранитного типа Восточно-Европейской платформы. Это типичные внутриплитные субщелочные гранитоиды А-типа ильменитовой серии, кристаллизовавшиеся из высокотемпературной, «сухой» магмы в резко восстановительных условиях. Специфической особенно-стью минералогии этих гранитов, сближающих их с анортозитами Геранского массива, являются перекрывающиеся составы пироксенов в последовательном ряду от гранитов к средним и основным породам Геранского массива (рис. 69). По изотопным характеристикам Nd эти породы также практически идентичны гранитам рапакиви типа «Выборгского массива» анортозит-

рапакивигранитных комплексов. На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)$—T (рис. 73) они также лежат в поле эволюции палеопротерозойской континентальной коры Алдано-Станового щита, которое является близким к ювенильной свекофеннской коре (рис. 57). Rb-Sr изотопная систематика этих гранитоидов в ходе наложенных процессов мезозойского возраста была частично нарушена, однако имеющиеся данные позволяют полагать, что источником для этих гранитов было вещество с низким Rb/Sr отношением, как и в гранитах рапакиви Балтийского щита. Для других комплексов рассматриваемой ассоциации также характерны низкие значения первичных $^{87}Sr/^{86}Sr$. Например, в субщелочных гранитах комплекса Найн значения I_{Sr} варьируют в пределах 0.7038—0.7090 (Vigneresse, 2005). На диаграмме ε_{Nd}—I_{Sr} (рис. 59) эти граниты вместе с гранитами рапакиви АМЧРГ-ассоциации образуют тренд на продолжении мантийной последовательности в четвертом квадранте. Pb-изотопные данные для гранитов Южно-Учурского массива также указывают на палеопротерозойский коровый протолит. Положение этих гранитов и вмещающих их пород на диаграммах $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ и μ_2—κ_2 (рис. 75, 76) явно указывает на присутствие в источниках этих пород нижнекорового компонента с низким U/Pb и повышенным Th/U. На диаграмме $\delta^{207}Pb/^{204}Pb$—$\delta^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 64, *а*) все граниты улканского комлекса локализованы во втором квадранте, представляющем собой «верхнекоровый» источник. В этом квадранте находятся поля типичных гранитов рапакиви, коровыми протолитами которых является «молодая» ювенильная кора, таких как большинство гранитов рапакиви западной части Восточно-Европейской платформы и комплекса Ларами. Однако в отличие от них граниты улканского комлекса обособлены в левом нижнем углу квадранта и образуют тренд, ориентированный в направлении третьего (нижнекорового) квадранта. Из этого следует, что в коровом протолите этих гранитов имеет место смешение вещества палеопротерозойской ювенильной коры и архейской нижней коры, при явном преобладании первого. Это не противоречит Nd-изотопным данным. В то же время коровый протолит гранитов Южно-Учурского массива отличается от вмещающих метаморфических пород.

Таким образом, исходя из этих данных, мы вправе полагать, что предложенные выше ограничения на источник гранитов анортозит-рапакивигранитного типа могут быть распространенены и на граниты Южно-Учурского массива. Вторым крайним типом гранитов улканского комплекса являются щелочные граниты и генетически с ними связанные комендиты из амундалинского комплекса. Nd-изотопные данные совершенно отчетливо указывают на важную роль мантийного компонента в генезисе этих пород. Вариации значений ε_{Nd} (1.70) от –0.3 до +1.9 свидетельствуют о смешении мантийного и корового компонентов. К сожалению, наложенные процессы мезозойского времени, с учетом экстремально высоких значениях Rb/Sr в этих гранитах (до 990), привели к существенным нарушениям в Rb-Sr изотопной систематике и практически исключили возможность ее использования для генетических построений. Изотопный состав Pb-галенитов из редкометалльного месторождения Бугундя, генетически связанного с щелочными гранитами (Недашковский и др., 2000), вероятнее всего отражает изотопный состав Pb этих гранитов. Практически такой же изотопный состав Pb характерен и для субщелочных гранитов Северо- и Южно-Учурского массивов, что, по-видимому, свидетельствует о единстве коровых протолитов всех этих гранитов.

Субщелочные гиперсольвусные граниты Северо-Учурского массива и трахириолиты элгэтэйской свиты по изотопным характеристикам Nd (**ε_{Nd}** (1.72) от –1.0 до +0.2**)** занимают промежуточное положение между щелочными гиперсольвус-

ными гранитами Северо-Учурского массива и субщелочными субсольвусными гранитами Южно-Учурского массива, что вероятнее всего свидетельствует также о смешанном характере источников этих пород, но при большей пропорции корового компонента по сравнению с щелочными гранитами.

Наиболее интересной является самая поздняя и наиболее дифференцированная ассоциация резко контрастных по составу редкометалльных агпаитовых и плюмазитовых пород амундалинского вулканогенно-экструзивного комплекса. Породы этого комплекса экстремально дифференцированы и резко различны по характеру источников. Комендиты — это типичный аналог щелочных гранитов, но значительно более фракционированный и максимально обогащенный Rb, Li, Nb, Ta, Y, Zr, Th, U, Pb, Zn, HREE и деплетированный Mg, Ca, Ba и Sr. Для него характерен источник с практически максимальной долей мантийного компонента (**ε_{Nd}** (1.70) = +1.3**)**. Онгориолит — вулканогенный аналог Li-F гранитов. Это также экстремально фракционированная высокоглиноземистая порода, но по степени обогащения некогерентными элементами несколько уступающая комендитам. Nd-изотопные данные свидетельствуют о существенно коровом источнике этих пород (**ε_{Nd}** (1.70) = –1.3**)**, близком к гранитам Южно-Учурского массива. Геохимические данные не противоречат этому, они указывают на источник типа OIB для щелочных (Na-ряда) гранитоидов и существенно литосферный источник для субщелочных (K-ряда) гранитов (см. гл. 1). На диаграммах Y—Nb—Zr/4 (рис. 54) щелочные граниты лежат в полях гранитов A_1-типа, представляющих собой дифференциаты магм, отделенных от источников, близких к таковым для OIB, тогда как субщелочные субсольвусные граниты Южно-Учурского массива лежат в поле A_2 — А-гранитов, представляющих магмы, отделенные от континентальной или андеплейтовой коры. Положение точек гиперсольвусных субщелочных гранитов в полях гранитов A_1 и A_2 прекрасно коррелируется с их изотопным составом и указывает на формирование из магмы, образованной при смешении двух различных расплавов — существенно мантийного и существенно корового. Тесная ассоциация этих двух контрастных и когенетичных типов гранитов не может быть связана никакими нормальными процессами дифференциации, а присутствие гранитов геохимически переходного типа может быть объяснено только смешением их исходных магм (Bailey, Schairer, 1966; Kinnaird, Bowden, 1991). Наиболее вероятно, что щелочные граниты и базальты улканской серии, относящиеся к переходному типу между субщелочными и щелочными, связаны с единым сублитосферным (плюмовым) источником. В настоящее время большинство исследователей придерживаются точки зрения о щелочных гранитах как о породах, образующихся в виде остаточных дифференциатов базитовых магм (Carmichael et al., 1974; Barberi et al., 1975; Коваленко, 1977; Fox, 1977; Bonin, 1996; Ярмолюк и др., 2001; Владыкин, 2001; Коваленко и др., 2002).

Парадоксальным на первый взгляд может показаться существенно более радиогенный изотопный состав Nd щелочных гранитоидов по сравнению с близкими по возрасту базальтами улканской серии — наиболее вероятными источниками этих гранитов. Скорее всего, это можно объяснить исходя из следующего сценария развития событий. Первичная магма щелочных гранитов должна была быть отделена от глубинного сублитосферного (плюмового) мантийного источника, дальнейшее фракционирование которой также осуществлялось в глубинной магматической камере. В результате была образована магма с настолько высокими концентрациями LREE, что процессы коровой контаминации уже не могли существенно повлиять на изотопный состав Nd этой магмы. В отличие от нее базальты были несравненно более чувствительны

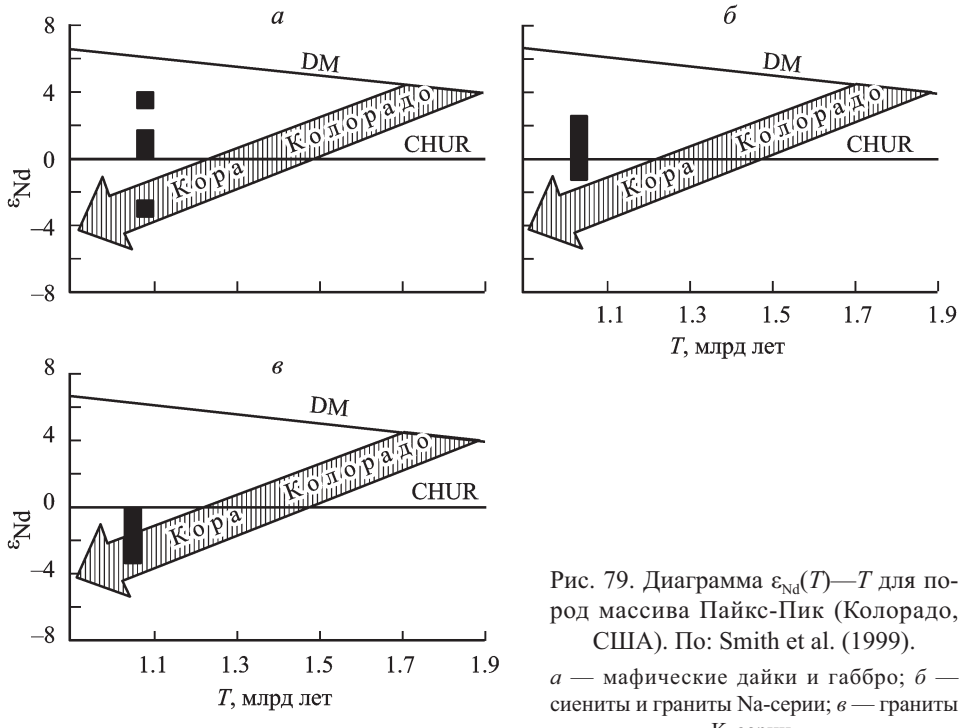


Рис. 79. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$—T для пород массива Пайкс-Пик (Колорадо, США). По: Smith et al. (1999).

а — мафические дайки и габбро; *б* — сиениты и граниты Na-серии; *в* — граниты K-серии.

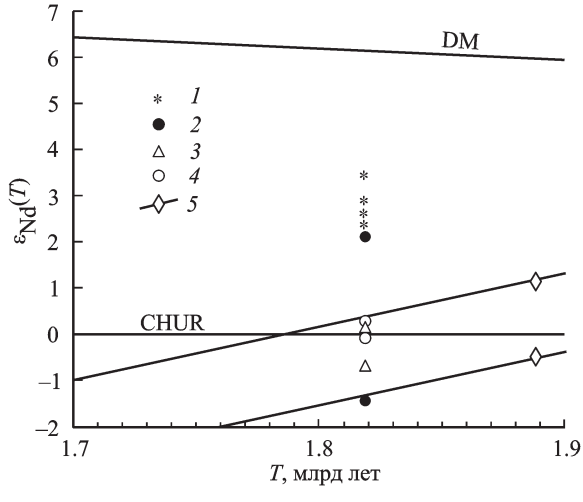


Рис. 80. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$—T для магматических пород комплекса Мапуэра (рудная провинция Питинга. По: Costi et al. (2000b).

1—*4* — породы массива Мадейра: *1* — альбитовые щелочные оловоносные граниты ядерной зоны, *2* — гиперсольвусные субщелочные граниты, *3* — биотитовые субщелочные граниты, *4* — биотит-амфиболовые граниты рапакиви; *5* — вмещающие породы (риолиты и чарнокиты) и линии эволюции изотопного состава Nd.

к процессам коровой контаминации в ходе своего подъема в верхнекоровые уровни. Смешение на нижнекоровом уровне одновременно сосуществующих кислых расплавов K-серии и расплавов щелочногранитного состава Na-серии, привело к формированию гранитных магм, давших начало кислым вулканитам и гиперсольвусным субщелочным гранитам Северо-Учурского массива. Смешение композитной магмы этих гранитов с базальтовыми магмами на уровне становления массива приводит к формированию широкого спектра гибридных пород, часто со структурами минглинга. Онгориолиты, по-видимому, представляют собой крайне фракционированный член субщелочных гранитов K-серии A_2-типа. Бóльшая обогащенность некогерентными элементами и бóльшая степень фракционированности комендитов по сравнению с онгориолитами, вероятно, связаны с тем, что щелочногранитный расплав при высоких температурах на порядок менее вязкий, чем глиноземистый, что и обусловливает его бóльшую способность к глубокому фракционированию (Baker, Vaillancourt, 1995). Кроме того, растворимость HFSE в агпаитовых гранитовых расплавах существенно выше, чем в плюмазитовых (Bhalla et al., 2005).

Очень близкая ситуация фиксируется и в рапакивигранит-щелочногранитной группе АМРГЩГ-ассоциации. Щелочные граниты (Na-серия) имеют существенный вклад мантийного компонента по сравнению с субщелочными гранитами (K-серия). Это прекрасно иллюстрируется диаграммами $\varepsilon_{Nd}(T)$—T (рис. 79, 80) для массива Пайкс-Пик (Колорадо, США) и массива Мадейра (провинция Питинга, Бразилия). В массиве Пайкс-Пик изотопный состав Nd щелочных гранитов и ассоциирующих габброидов позволил Смиту и др. (Smith et al., 1999) прийти к выводу о том, что эти граниты являются фракционатами мантийных магм — базальтов Na-типа.

3.4. Габбро-рапакивигранит-фоидитовая магматическая ассоциация

3.4.1. Бердяушский массив

Для изотопных исследований была подобрана коллекция образцов из всех разновидностей пород Бердяушского массива, из базальтов машакской свиты, формирование которой происходило одновременно с Бердяушским массивом также в условиях растяжения, и наиболее древних раннедокембрийских метаморфических пород Южного Урала, Тараташского блока.

Sm-Nd изотопная систематика. Габброиды Бердяушского массива имеют наиболее низкие концентрации Sm и Nd и наиболее высокие значения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.1480—0.1708) по сравнению с основными породами других типов рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций. От всех остальных пород массива габброиды отличаются существенно более радиогенным изотопным составом Nd **(**$\varepsilon_{Nd}(T)$ = +0.1… +2.8**)** (табл. 25). Первичные значения параметра ε_{Nd} для всех гранитоидов, включая щелочные, варьруют в узком диапазоне — от −5.4 до −6.5, а T_{Nd}(DM-2st) этих пород составляют 2.4—2.5 млрд лет. На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)$—T (рис. 57) гранитоиды массива располагаются в поле свекофеннской коры Восточно-Европейской платформы или даже несколько ниже. Следует отметить, что именно для Бердяушского массива характерна такая большая разница в изотопном составе Nd гранитов рапакиви и основных пород — 5—9 единиц ε_{Nd}. Мафические микрогранулярные инклавы второго типа имеют изотопные характеристики, промежуточные между габброидами и гранитами рапакиви

($\varepsilon_{Nd}(T)$ от –1.4 до –2.8). Щелочные породы и ассоциирующий с ними лампрофир имеют промежуточные значения ε_{Nd} (от –1 до –4.6) между кислыми и основными породами.

Базальты машакской свиты наиболее близки габброидам Бердяушского массива. Для них также характерны слабоположительные первичные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ — от +0.6 до +0.8.

Из пород Тараташского тектонического блока были исследованы мафический гранулит и чарнокит, резко различающиеся по величине $^{147}Sm/^{144}Nd$, 0.17417 и 0.07795 соответственно. Величина Nd модельного возраста чарнокита 2.9 млрд лет отвечает возрасту наиболее раннего тектонического события в Тараташском блоке (3.0—2.8 млрд лет), с которым сопряжен гранулитовый метаморфизм (Краснобаев и др., 1986, 1998; Sindern et al., 2000). На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)$—T линия эволюции изотопного состава чарнокита лежит в поле архейской коры Карельского кратона. В этом же поле, но несколько выше располагаются линии эволюции мигматизированных тоналитов и К-гранитов Тараташского блока (Попов и др., 2002).

Rb-Sr изотопная систематика. Вариации значений $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ в породах Бердяушского массива (<0.7—0.7103) указывают на то, что Rb-Sr изотопные системы пород массива были в различной мере нарушены в результате наложенных процессов (табл. 25). Тем не менее степень нарушения систем Rb-Sr была неравномерна и, по-видимому, в отдельных частях массива сравнительно невелика. Об этом свидетельствует тот факт, что при датировании Rb-Sr изохронным методом различных пород массива были получены результаты, вполне удовлетворительно соответствующие результатам U-Pb датирования этих же пород по циркону или имеющие сравнительно небольшие отклонения (Краснобаев и др., 1984, 1986; Belyaev et al., 1996б).

По-видимому, наибольшим искажениям подверглась Rb-Sr изотопная система в базальтах машакской свиты. Как уже выше было сказано (см. гл. 1), для этих базальтов характерно существенное перераспределение среди наиболее подвижных LIL-элементов. Серьезным противоречием являются крайне низкие (ниже мантийных) значения $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0.00308—0.01535) при высоких и варьирующих значениях $^{87}Sr/^{86}Sr(T) = 0.7069$—0.7086. Это касается и некоторых пород Бердяушского массива. В частности, нереалистически низкие, иногда < 0.7, значения I_{Sr} явно свидетельствуют о нарушенности Rb-Sr изотопных систем пород. В то же время в ряде образцов фиксируются более или менее устойчивые и вполне реалистические значения I_{Sr}. Поэтому, по-видимому, можно дать только самую общую оценку изотопного состава Sr в породах Бердяушского массива, с учетом данных А. А. Краснобаева и др. (1981, 1986). Значения I_{Sr} в основных породах можно оценить интервалом 0.7032—0.7036, в гранитах рапакиви — 0.7050—0.7059, в нефелиновых сиенитах ~ 0.7055 и в дайке лампрофира — 0.7059. В мафических микрогранулярных инклавах второго типа $I_{Sr} = 0.7050$ и имеет промежуточное значение между габброидами и гранитами рапакиви. На диаграмме ε_{Nd}—I_{Sr} (рис. 59) они, так же как и граниты рапакиви АМЧРГ- и АМРГЩГ-ассоциаций, тяготеют к тренду мантийной последовательности.

Pb-изотопная систематика. Граниты и кварцевые сиениты рапакиви имеют наиболее примитивные изотопные составы обыкновенного Pb (табл. 30). Щелочные породы и особенно габброиды демонстрируют более радиогенные и сильноварьирующие Pb-изотопные отношения. Отклонение измеренных отношений от модельных значений и разброс изотопных отношений Pb в данном случае, скорее всего, могут быть объяснены варьирующими количествами радиогенного Pb в полевых шпатах. Чтобы проверить это предположение для ряда остатков после

кислотного выщелачивания полевых шпатов, были измерены концентрации U и Pb, которые дают вариации 0.00126—0.383 и 0.8054—38.143 ppm соответственно. Pb-изотопные составы, откорректированные на распад U in situ, приведены в табл. 30. Эти поправки оказались достаточно ощутимыми в щелочных и основных породах и минимальными в гранитах. Косвенным подтверждением того, что «поправленные» изотопные отношения в щелочных и основных породах наиболее приближены к первичным изотопным отношениям, является близость значений модельного возраста этих пород (1.32—1.36 и 1.21—1.31 млрд лет соответственно) к возрасту их кристаллизации. По-видимому, и в гранитоидах «поправленные» изотопные отношения ближе отвечают первичному изотопному составу Pb пород.

На диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb$—$^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 81) точки составов гранитоидов ложатся между орогенной и верхнекоровой кривыми эволюции, частично перекрывая поле пород Выборгского батолита. От последнего они слегка смещены в область более низких значений $^{206}Pb/^{204}Pb$, притом что Бердяушский массив на 300 млн лет моложе. Однако на диаграмме $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ точки гранитоидов Бердяушского массива резко обособлены от полей Выборгского и Коростеньского плутонов и смещены к нижнекоровой кривой эволюции, в область высоких значений $^{208}Pb/^{204}Pb$. Более высокие по сравнению с модельными значения $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ и более низкие $^{206}Pb/^{204}Pb$ в гранитах, а также значения Pb-модельного возраста (1.48—1.68 млрд лет) более древние, чем возраст становления массива, свидетельствуют о древнем, вероятно архейском, коровом протолите, развивавшемся в системе с высоким μ, которая позже, в раннем протерозое (?), претерпела метаморфическое преобразование в условиях нижней коры с потерей LILE, в ходе которого U/Pb в этой системе было понижено, а Th/U повышено.

Точки, отвечающие изотопным составам Pb полевых шпатов основных и щелочных пород, откорректированные с учетом распада U in situ, смещаются в область менее радиогенных составов. На графике $^{206}Pb/^{204}Pb$—$^{207}Pb/^{204}Pb$ точки, отвечающие поправленным изотопным отношениям Pb этих пород, ложатся вблизи изохроны с возрастом 1.35 млрд лет, в области между мантийной и верхнекоровой кривыми эволюции. Мафические инклавы имеют состав Pb, промежуточный между гранитами и основными породами.

Главной характерной особенностью Pb-изотопных данных для всех пород массива являются высокие значения параметра κ_2 (4.07—4.69) и параметра μ_2 для гранитов (9.94—10.12). Основные и щелочные породы имеют более низкие μ_2, близкие к S-K или несколько ниже, — 9.61—9.88 и 9.63—9.79 соответственно. Чарнокиты Тараташского блока отличаются наиболее высокими значениями параметров μ_2 и κ_2 — 10.89—10.97 и 4.46—4.69 соответственно. Трехточечная Pb-Pb эррохрона, построенная по остаткам от выщелачивания полевых шпатов и валовой пробы чарнокита, дает возраст 2.5 ± 0.3 млрд лет (рис. 81), близкий к возрасту раннего высокоградного метаморфизма — 2.6 ± 0.1 млрд лет (Краснобаев, 1986).

Резко отличный изотопный состав Pb характерен для вмещающих нижнерифейских пород саткинской свиты — 1550±30 млн лет (Каурова и др., 2006). Вычисленный модельный первичный изотопный состав Pb для карбонатов саткинской свиты — $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 16.25 и $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.45 (данные Г. В. Овчинниковой) близок к составу галенита Паленихинского стратиформного Pb-Zn месторождения, локализованого в этих породах: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 16.39, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.44 и $Pb^{208}Pb/^{204}Pb$ = 35.99 (Широбокова и др., 1986). Галенитовая минерализация рассматриавается как сингенетичная вмещающим породам. В координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$—$^{207}Pb/^{204}Pb$ галениты этого месторождения лежат вблизи кривой

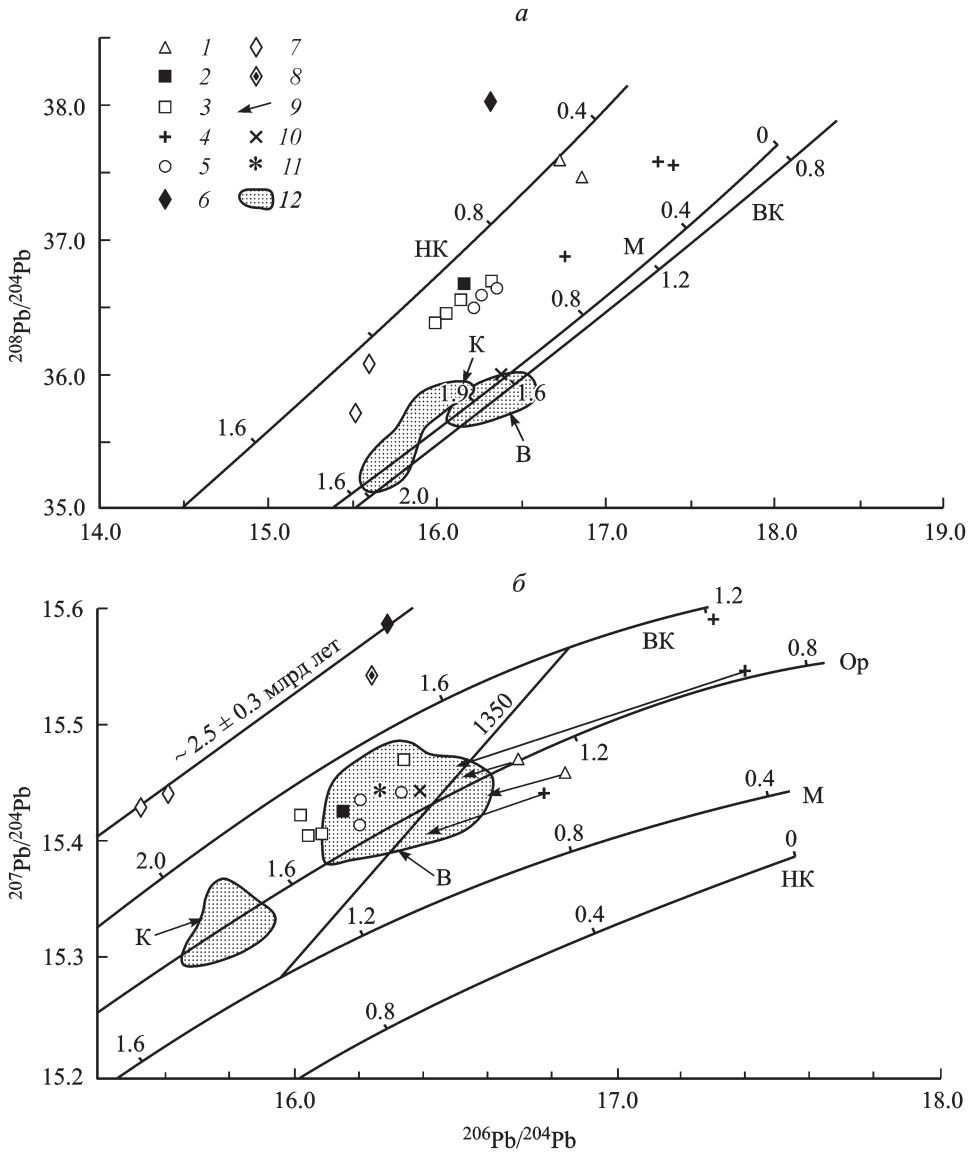


Рис. 81. Диаграммы $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (*а*) и $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (*б*) для полевых шпатов и валовых проб пород Бердяушского массива и вмещающих пород.

1—5 — полевые шпаты из пород Бердяушского массива: *1* — нефелиновые сиениты, *2* — щелочные граниты, *3* — граниты и кварцевые сиениты рапакиви, *4* — габброиды и габброанортозиты, *5* — порфиробласты калиевого полевого шпата в мафических инклавах; *6—8* — чарнокиты Тараташского блока: *6* — валовая проба, *7* — калиевый полевой шпат, *8* — изотопный состав Pb чарнокита, рассчитанный на 1.35 млрд лет; *9* — поправка изотопного состава на радиогенный свинец in situ; *10* — галенит, сингенетичный вмещающим породам саткинской свиты (Паленихинское стратиформное Pb-Zn рудопроявление в карбонатных породах; Широбокова и др., 1986); *11* — рассчитанный (модельный) первичный изотопный состав Pb карбонатных пород саткинской свиты (данные Г. В. Овчинниковой, ИГГД РАН); *12* — поля изотопного состава обыкновенного Pb гранитов рапакиви западной части Восточно-Европейской платформы (В — Выборгский, К — Коростеньский).

эволюции изотопного состава Pb крупных стратиформных месторождений. Это подчеркивает сингенетический характер минерализации и близость изотопного состава Pb руд изотопному составу обыкновенного Pb вмещающих карбонатных пород. От пород Тараташского блока они отличаются более низкими значениями U/Pb и Th/U в источнике (μ_2 = 9.82—10.01; κ_2 = 3.75), тяготея на графике $^{206}Pb/^{204}Pb$—$^{207}Pb/^{204}Pb$ к орогенной кривой.

3.4.2. Ограничения на источники пород

Nd- и Pb-изотопные данные для трех основных групп пород Бердяушского массива (граниты, габброиды и щелочные) достаточно определенно свидетельствуют о том, что все они не связаны единством источника.

Основные и щелочные породы

Радиогенный изотопный состав габброидов массива свидетельствует об их формировании из относительно «обедненного» мантийного источника по сравнению с анортозит-рапакивигранитными комплексами западной части платформы. К ним близки по своим изотопным и геохимическим параметрам базальты машакской свиты, что, по-видимому, свидетельствует об их формировании из единого мантийного источника. Важным вопросом в генезисе континентальных базитов является вопрос о соотношении литосферного и сублитосферного источников. Согласно существующим представлениям (Иванов и др., 1986; Краснобаев и др., 1986, 1998), основание Башкирского антиклинория сложено архейскими породами типа тех, что обнажены в тектоническом блоке Тараташ. Гнейсы и гранитоиды этого блока характеризуются крайне низкими значениями $\varepsilon_{Nd}(1.35)$, варьирующими от −17 до −21. Естественно, что литосферная мантия этого блока также имеет древний возраст и малорадиогенный изотопный состав Nd с достаточно низкими отрицательными значениями ε_{Nd}. Положительные значения этого параметра в рассматриваемых основных породах определенно свидетельствуют о доминирующей роли сублитосферного источника в их генезисе. На это указывают также и низкие значения первичных $^{87}Sr/^{86}Sr$, близкие к UR.

Pb-изотопные данные демонстрируют большее сходство между основными и щелочными породами и резко отличают их от гранитов. Тяготение точек этих пород на графике $^{206}Pb/^{204}Pb$—$^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 81) к изохроне –1.35 млрд лет, вероятнее всего, свидетельствует о смешении двух различных компонентов: примитивного мантийного и некоего компонента с относительно повышенными значениями μ_2 и κ_2, но отличного от гранитов рапакиви. Величина модельного возраста для габброидов с наиболее примитивными изотопными составами Pb (поправленными на распад U) практически совпадает с таковой их кристаллизации.

Щелочные породы Бердяушского массива принадлежат к группе Na-щелочных пород. Изотопный состав Nd и Sr этих пород свидетельствует об обогащенном мантийном источнике типа EM1. Относительно источников этих пород существуют две основные точки зрения: 1) метасоматизированная литосферная мантия (Когарко, 2001) и 2) сублитосферная мантия (Fitton, Dunlop, 1985). В рамках второй модели совершенно не исключается образование первичных расплавов щелочных пород при взаимодействии расплавов, отделенных от плюма с веществом литосферы. Щелочные породы массива и ассоциирующие с ними дайки лампрофиров в рамках Nd-изотопной систематики занимают промежуточное положение между габброидами и гранитами Бердяушского массива. Наблюдаемая близость щелочных пород и лампрофиров по геохимическим свойствам

и изотопным (Nd) характеристикам, вероятнее всего, является свидетельством их генетической общности. Наличие отрицательной Nb аномалии в этих породах, а также низкое Ce/Pb (~10) явно указывают на их литосферный источник. В то же время, согласно данным, полученным ранее (Rock, 1987), лампрофиры могут представлять собой первичные или даже родоначальные магмы некоторых ассоциаций щелочных пород, в том числе миаскитового типа, к которым относятся и щелочные породы Бердяушского массива. Существенно более высокие значения La/Ta (52) в лампрофирах по сравнению с габброидами и особенно с базальтами машакской свиты (16—25), вероятно, свидетельствуют о значительно большей роли литосферного источника при формировании этих пород. Отрицательные значения первичного ε_{Nd} щелочных пород и лампрофиров свидетельствуют, скорее всего, о «древнем» обогащении мантийного источника. Значения Nd модельного возраста (2.0—2.2 млрд лет) указывают на то, что обогащенный мантийный источник был сформирован в ходе палеопротерозойского орогенического события, вероятнее всего — в результате метасоматоза литосферной мантии. Парциальное плавление сильноамфиболизированной мантии приводит к генерации щелочных расплавов (Fransis, 1991; Когарко, 2001). Отрицательная Nb аномалия также совместима с предположением о мантийном метасоматозе, связанным с субдукционными процессами. В этом плане миаскитовые щелочные породы Бердяушского массива резко отличаются от агпаитовых щелочных пород, которые связаны с сублитосферным (плюмовым) источником (Sørensen, 1997; Когарко, 2001).

Таким образом, на основе проведенного анализа изотопных данных можно полагать, что габброиды и щелочные породы Бердяушского массива связаны с различными мантийными источниками: первые — с обедненным, вторые — с обогащенным. Кроме того, магмагенерация этих пород осуществлялась на разных уровнях глубинности и при различных степенях парциального плавления источника. Судя по положению точек на диаграмме La/Sm—Sm/Yb (рис. 66), исходные расплавы базальтов машакской свиты формировались при достаточно высоких степенях парциального плавления мантии, близких к базальтам Мидконтинент-Рифт, тогда как для габброидов Бердяушского массива характерны значительные вариации степени парциального плавления источника от близких к базальтам до существенно более низких. Высокие значения La/Yb в щелочных породах и лампрофирах (табл. 15) указывают на низкую степень парциального плавления мантии при формировании исходных магм этих пород. На диаграмме Th/Ta—La/Yb (см. рис. 67) базальты машакской свиты вместе с основной частью габброидов массива образуют тренд между полями MORB и верхней континентальной коры. Для основных пород предполагается формирование в результате смешения магм, отделенных от литосферного и сублитосферного (скорее всего, астеносферного) мантийного источника при явном преобладании последнего. Для щелочных пород наиболее вероятным представляется литосферный мантийный источник, претерпевший метасоматическую переработку в раннем протерозое.

Гранитоиды

Субщелочные гранитоиды Бердяушского массива по своим минералого-геохимическим особенностям близки к классическим гранитам рапакиви Балтийского щита. Щелочные граниты геохимически очень близки к гранитам рапакиви, слегка отличаясь от них большей дифференцированностью и несколько более высокими содержаниями LIL-элементов. Для них также характерна негативная Nb аномалия, отвергающая связь с источником типа OIB. Близость изотопных составов Pb и Nd всех гранитоидов Бердяушского массива, в том числе и щелочных гранитов, их резкое отличие от основных и щелочных пород также

свидетельствуют о генетическом единстве гранитоидов и об отсутствии прямых генетических связей между ними и основными или щелочными породами массива. Это резко отличает гранитоиды рассматриваемой ассоциации от анортозит-рапакивигранит-щелочногранитной ассоциации. Таким образом, щелочные граниты и щелочные породы Бердяушского массива в отличие от большинства ассоциаций подобного рода (см.: Коваленко и др., 2001, 2002) не связаны единством источника. Вероятнее всего, генерация щелочных гранитов Бердяушского массива осуществлялись в соответствии с механизмом, предложенным для анатектических магм (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986), так же как и в ряде массивов анортозит-рапакивигранитного типа западной части Восточно-Европейской платформы, где щелочные и субщелочные граниты связаны единством источника (Rämö, 1991).

Положение гранитоидов на диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)-T$ (см. рис. 57) может быть истолковано двояко: либо источником этих пород послужила палеопротерозойская кора типа свекофеннской, либо, как и в Салминском батолите, здесь имеет место смешение архейского нижнекорового и молодого мантийного вещества. Вмещающие нижнерифейские породы на роль источника этих гранитов явно не подходят. Нам неизвестен изотопный состав Nd этих пород, однако изотопный состав Pb в них более радиогенный в системе $^{206}Pb/^{204}Pb—^{207}Pb/^{204}$, чем в гранитах, и с существенно более низким Th/U в источнике (рис. 81), исключает возможность участия их в роли корового источника рассматриваемых гранитов. Геохронологические U-Pb данные по породам Тараташского блока (Иванов и др., 1986; Краснобаев и др., 1986, 1998; Sindern et al., 2000) и по детритовым цирконам из рифейских и вендских осадочных пород Башкирского антиклинория (Willner et al., 2003) определенно свидетельствуют об орогеническом событии в возрастном интервале 2.3—1.8 млрд лет и о полном отсутствии таковых до рубежа в 0.64 млрд лет. Эти данные указывают на вполне возможный палеопротерозойский коровый источник в регионе. В то же время на архейский источник, претерпевший палеопротерзойскую переработку, указывают изотопный состав Pb гранитов, а также пространственная близость Тараташского тектонического блока, сложенного преимущественно архейскими породами. Породы Тараташского блока, так же как и граниты Бердяушского плутона, отличаются высокими значениями параметров μ_2 и κ_2. В этом плане они являются идеальным коровым компонентом для исходной магмы гранитов Бердяушского плутона. В координатах $\delta^{206}Pb/^{204}Pb—\delta^{207}Pb/^{204}$ (см. рис. 64, *а*) граниты Бердяушского массива попадают в I квадрант. По данным Л. А. Неймарка (1990), для пород этого квадранта типичен древний обогащенный источник, претерпевший этап обеднения. Наиболее типичный вариант — это архейская кора относительно кислого состава с повышенным U/Pb, подвергнувшаяся в протерозое гранулитовому метаморфизму. Подобный метаморфизм в глубинных нижнекоровых условиях сопровождается преимущественным выносом из системы LIL-элементов, что в результате приводит к снижению U/Pb и повышению Th/U. Стронциевые изотопные данные указывают на источник с низким Rb/Sr, что не противоречит вторичному обеднению корового источника в ходе гранулитового метаморфизма. Именно этим условиям удовлетворяют породы тектонического блока Тараташ.

Таким образом, коровое вещество типа «тараташ», преобразованное в раннем протерозое (~2.0 млрд лет) по вышеприведенному сценарию, послужило основным коровым компонентом исходной магмы гранитов Бердяушского массива. Вторым важным компонентом в генезисе этой магмы должно быть мантийное вещество. Вероятнее всего, формирование исходной магмы рассматриваемых гранитов могло происходить в соответствии с моделью, предложенной для Сал-

минского батолита, — это парциальное плавление континентальных толеитов и их дифференциатов, образованных на ранних стадиях эволюции магматической системы в результате андерплейтинга базитовых магм в основание коры.

Мессаджем этого процесса, по-видимому, являются мафические инклавы второго типа, чему не противоречат геохронологические, изотопные и термобарометрические данные. Возраст этих инклавов соответствует начальным стадиям рифтогенеза и ранних фаз становления Бердяушского массива. Важно также отметить, что магматическое событие с возрастом около 1.38 млрд лет, по-видимому, имеет для Южного Урала региональный характер. Такой же возраст был установлен для габброидов, комагматичных базальтам машакской свиты (Ронкин и др., 2006), и для Главной дайки габбро Бакальского рудного поля (Ронкин и др., 2007). Термобарометрические данные указывают на глубинную природу этих ксенолитов и их преобразование при T = 780—820°C и P = 5.5—7.5 кбар (сообщ. А. Д. Шебанова), обусловленные флюидом, отделенным от кристаллизующейся магмы гранитов рапакиви. Эти параметры, по-видимому, соответствуют началу метасоматических процессов изменения мафических инклавов в глубинных условиях и интерпретируются как минимальные ограничения P-T-условий их формирования. По изотопному составу Nd, Sr и Pb эти инклавы занимают промежуточное положение между габброидами и гранитами массива. Изотопный состав Pb полевошпатовых порфировых выделений в инклавах свидетельствует не в пользу их ксеногенной природы. В противном случае они должны были бы обладать тем же изотопным составом Pb, что и вмещающие граниты рапакиви. Промежуточные значения изотопного состава Nd и Pb инклавов, скорее всего, свидетельствуют о метасоматическом воздействии флюидов, отделявшихся от магмы гранитов рапакиви, транспортировавшей их с нижнекоровых глубин.

Таким образом, вышеприведенные факты свидетельствуют в пользу предположения о том, что инклавы второго типа могут представлять собой фрагменты базальтового андерплейта, генетически связанного с магматической системой Бердяушского массива и вынесенного с нижнекоровых глубин магмой гранитов рапакиви. Эти данные могут служить подтверждением модели формирования последних, предложенной для Салминского батолита.

3.5. Рапакивигранит-шошонитовая магматическая ассоциация

3.5.1. Южно-Сибирский магматический пояс

Для изотопных исследований была подобрана коллекция образцов Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, включающая породы Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, граниты кодарского и чуйско-кодарского комплексов, а также образцы более древних палеопротерозойских гранитов чуйского и ничатского комплексов. Кроме того, были использованы опубликованные изотопные данные по гранитам приморского, шумихинского, таракского и саянского комплексов и вмещающим их породам (Ножкин и др., 2003; Кирнозова и др., 2003; Донская и др., 2005).

Sm-Nd изотопная систематика. Результаты Sm-Nd изотопных исследований представлены в табл. 26 и на рис. 73.

Граниты первой группы, объединяющие гранитоиды А-типа кодарского, приморского и шумихинского комплексов, локализованные в древних архейских блоках, характеризуются близкими и достаточно низкими первичными значе-

ниями ε_{Nd} от –8.2 до –6.0, при вариациях T_{Nd}(DM-2st) от 3.0 до 2.9 млрд лет. На диаграмме ε_{Nd}–T (рис. 73) граниты этих комплексов лежат несколько выше поля изотопных составов Nd архейской коры Чара-Олёкминского блока Алданского щита. Метаморфические породы Шарыжалгайского блока, вмещающие граниты приморского и шумихинского комплексов, явно разделяются на две группы; линии эволюции изотопного состава Nd одних лежат в поле архейской коры, других — раннепротерозойской.

Гранитоиды и фельзические вулканиты второй группы, представленные широким спектром вулканических и интрузивных пород Северо-Байкальского пояса, демонстрируют широкие вариации первичных значений ε_{Nd} от −0.1 до −6.0. В координатах ε_{Nd}—T породы пояса отчетливо разделяются на две группы: породы малокосинской свиты и все остальные породы этого пояса. Первые отличаются наименее радиогенным изотопным составом Nd и занимают промежуточное положение между полями палеопротерозойской и архейской коры. Ниже всех на графике ε_{Nd}—T лежат риолиты малокосинской свиты (**$\varepsilon_{Nd}(T)$ = −6.0… −6.1 и T_{Nd}(DM-2st) = 2.8 млрд лет**), несколько выше располагаются точки базальтоидов (**$\varepsilon_{Nd}(T)$ от −4.5 до −5.3**). Существенно более радиогенный изотопный состав Nd имеют все остальные породы (**$\varepsilon_{Nd}(T)$ от −0.1 до −2.3 и T_{Nd}(DM-2st) = 2.3—2.5 млрд лет**), локализованные почти исключительно в поле палеопротерозойской коры, там же, где и вмещающие островодужные гранитоиды чуйского комплекса (2.02 млрд лет; Неймарк и др., 1998).

Граниты третьей группы, представленные гранитами чуйско-кодарского и саянского комплексов, отличаются широкими вариациями изотопного состава Nd (**$\varepsilon_{Nd}(T)$ = −8.7… −0.7 и T_{Nd}(DM-2st) = 3.0—2.4 млрд лет**). Граниты чуйско-кодарского комплекса (Тонодское поднятие) на диаграмме ε_{Nd}–T ложатся в поле архейской коры и между ее полями и нолями палеопротерозойской коры Алданской гранулит-гнейсовой области, представленной островодужными комплексами федоровской толщи (Великославинский и др., 2006). Граниты саянского комплекса Бирюсинской глыбы еще более резко различаются по своим изотопным характеристикам. Более глубинные гнейсограниты Маректинского выступа (Чуйское поднятие) лежат в поле палеопротерозойской коры, а граниты Таракского массива (Ангаро-Канская глыба) имеют менее радиогенный изотопный состав Nd (рис. 73).

Pb-изотопная систематика. Pb-изотопные данные приведены в табл. 31—33 и на рис. 61, 64.

Граниты первой группы представлены в данном случае исключительно гранитами кодарского комплекса. В них изотопный состав Pb остатков после выщелачивания полевых шпатов и галенитов из сингенетичных кварцевых жил внутри массивов этих гранитов практически идентичен и близок к модельным значениям обыкновенного Pb на время формирования этих гранитов. Это указывает на отсутствие существенных термальных воздействий на граниты после их кристаллизации. Для них характерны значения параметра μ_2 (9.37—9.69), несколько более низкие, и значения κ_2 (3.90—4.03), более высокие по сравнению со среднекоровыми значениями этих величин (рис. 64, *б*). На диаграммах $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (см. рис. 61) значения изотопного состава обыкновенного и рудного свинца этих гранитов лежат между линиями эволюции Pb орогена и мантии. На графике $\delta^{207}Pb/^{204}Pb$—$\delta^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 64, *а*) все точки локализованы во втором (верхнекоровом) квадранте, в котором находятся поля гранитов рапакиви анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитной ассоциации, коровыми протолитами которых является «молодая» ювенильная кора. Однако в отличие от них граниты кодарского комплекса обособлены в левом нижнем углу квадранта

и образуют тренд, ориентированный в направлении третьего (нижнекорового) квадранта. Это можно интерпретировать так, что коровым протолитом этих гранитов является некая промежуточная, вероятно средняя, кора.

Гранитоиды второй группы характеризуются особенностью Pb-изотопных данных, полученных как для кислотных вытяжек, так и для остатков после выщелачивания полевых шпатов пород Северо-Байкальского пояса (см. рис. 61), являются значительные вариации измеренных изотопных отношений и существенно более радиогенный изотопный состав Pb по сравнению с модельным обыкновенным Pb раннепротерозойских пород и руд. Эта специфическая особенность изотопного состава Pb обусловлена его перераспределением между полевым шпатом и породой (имеющей высокое U/Pb) в ходе герцинского наложенного термального процесса, приведшего к фиксации в полевом шпате среднего изотопного состава Pb породы в целом на время этого воздействия (Неймарк и др., 1993а, 1998). Однако даже, несмотря на это нарушение Pb-Pb изотопной систематики пород и минералов Северо-Байкальского пояса, риолиты малокосинской свиты в системе координат $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ (см. рис. 61) достаточно четко обособляются от остальных пород пояса. На графике $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ они образуют поле между мантийной и нижнекоровой кривыми, тогда как остальные породы пояса располагаются выше — между мантийной и орогеной кривой. На графике $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ риолиты малокосинской свиты тяготеют к нижнекоровой кривой, а остальные магматические породы пояса — к орогенной и мантийной. Это хорошо согласуется с расчетными значениями величины μ_2 в коровом источнике магматических пород пояса. Для риолитов малокосинской свиты эта величина составляет 9.36, что ниже среднекорового значения 9.74, принятого в модели Стейси—Крамерса (Stacey, Kramers, 1975), а в остальных магматических породах пояса $\mu_2 = 9.78$, что совпадает со среднекоровым значением (Неймарк и др., 1998).

Граниты третьей группы. Для остатков после выщелачивания полевых шпатов гранитов Кевактинского массива чуйско-кодарского комплекса тоже характерен существенно более радиогенный изотопный состав Pb (табл. 34) по сравнению с модельным обыкновенным Pb на этот возраст, что, вероятно, также обусловлено воздействием молодого наложенного термального процесса. В то же время для галенитов из Sn-руд месторождения Находка, локализованного в гранитах этого массива, характерен гомогенный изотопный состав Pb, близкий к модельному составу обыкновенного Pb на возраст вмещающих гранитов (модель Стейси—Крамерса). Модельный возраст этих галенитов (1.73—1.83 млрд лет) практически идентичен возрасту гранитов (1.84 млрд лет), что в свою очередь подтверждает связь Sn-руд и этих гранитов. Таким образом, именно изотопный состав Pb галенитов отражает первичный изотопный состав Pb гранитов чуйско-кодарского комплекса. Высокие значения параметра μ_2 и пониженные κ_2 этих гранитов (10.21—10.44 и 3.65—3.75 соответственно) свидетельствуют о верхнекоровом протолите этих гранитов (см. рис. 64, *б*), что отличает их от гранитоидов двух предыдущих групп. На диаграммах $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ эти граниты лежат на верхнекоровой кривой, а на графике $\delta^{207}Pb/^{204}Pb$—$\delta^{206}Pb/^{204}Pb$ — во II квадранте, отвечающем обогащенному (верхнекоровому) источнику. По изотопному составу Pb эти граниты ближе всего к синколлизионным S-гранитам ничатского комплекса (1.90 млрд лет) этого региона.

3.5.2. Ограничения на источники пород

Изотопные и геохимические данные позволяют выделить два основных типа гранитоидов: чисто коровые граниты и гранитоиды, имеющие смешанное мантийно-коровое происхождение.

К первому типу, вероятнее всего, относятся граниты третьей группы. Как было показано выше, эти граниты, расположенные в пределах палеопротерозойского складчатого пояса, принадлежат к гранитам S-типа. На коровую природу гранитов S-типа указывает большинство исследователей (Chappell, White, 1974; White, Chappell, 1983; Barbarin, 1999; Frost et al., 2001), полагая, что исходная магма этих гранитов образуется в результате парциального плавления главным образом метаосадочных пород. Вариации изотопного состава Nd говорят в данном случае о гетерогенности корового источника, которая, вероятнее всего, обусловлена смешением позднеархейского и палеопротерозойского компонентов. Подобный смешанный источник мог быть получен в ходе раннепротерозойской — 1.90 млрд лет (Ларин и др., 2006б) — коллизии в результате тектонического совмещения пакетов пластин неоархейской и палеопротерозойской коры. По-видимому, именно присутствие пелитового материала в источнике ответственно за геохимические особенности этих гранитов, когда инконгруэнтное дегидратационное плавление мусковит- и биотитсодержащего корового материала в водонасыщенных условиях приводит к образованию магм S-гранитов, обогащенных K, Li, Rb, U, F и деплетированных HFS-элементами. Этот процесс возможен только в верхнекоровых условиях, что и подтверждается Pb-изотопными данными. В то же время, видимо, нельзя полностью исключать и мантийный источник в генезисе этих гранитов. Калиевость гранитных расплавов зависит не только от состава субстрата и температуры, но и от возможного взаимодействия с мантийным флюидом (Добрецов и др., 2001), при этом она коррелируется с содержаниями F в флюиде. В таком флюиде F имеет явно мантийный источник (Bonin et al., 1998). Магмагенерация, таким образом, осуществлялась в наиболее низкотемпературных и наименее глубинных условиях для магматических комплексов Южно-Сибирского пояса. В ходе этого процесса под влиянием тепла поднимающихся мантийных магм происходило выплавление гранитных существенно анхиэвтектических расплавов.

К гранитоидам, образованным в результате мантийно-корового взаимодействия, относятся A-гранитные комплексы I и II групп. Судя по Nd-изотопным данным, коровый компонент представлен веществом как позднеархейской, так и палеопротерозойской континентальной коры. Гораздо сложнее обстоит дело с мантийными компонентами, поскольку мафические изверженные породы Южно-Сибирского пояса изучены пока явно недостаточно.

Гранитоиды кодарского комплекса (1.88—1.87 млрд лет) имеют Nd-изотопные характеристики, явно свидетельствующие о доминирующем коровом компоненте позднеархейского возраста и более радиогеном, вероятнее всего мантийном, компоненте (Ларин и др., 1999а). Представителем такого компонента могут быть когенентичные им расслоенные мафитовые интрузии чинейского комплекса (1.87 млрд лет), в составе которого преобладают высоко-Ti габброиды (Гонгальский, Криволуцкая, 1993). Первичные значения ε_{Nd} в этих породах варьируют в пределах от −5.9 до −0.9 (неопубликованные данные А. Н. Тимашкова, ВСЕГЕИ), что даже с учетом возможной коровой контаминации указывет на смешение вещества древнего литосферного и сублитосферного мантийных источников. На примесь мантийного компонента в кодарских гранитах указывает явная разница в изотопном составе Nd этих гранитов и предшествующих им коллизионных

коровых S-гранитов ничатского комплекса — 1.90 млн лет (Ларин и др., 2006б). На диаграмме ε_{Nd}—T (рис. 73) последние лежат в поле архейской коры, тогда как кодарские граниты имеют более радиогенный изотопный состав Nd. Впрочем, коровый компонент был определяющим и, согласно Pb-изотопным данным, имел, вероятно, «среднекоровую» природу.

Для приморского и щумихинского комплексов картина усложняется, так как в число коровых протолитов этих гранитов почти наверняка входит и вещество палеопротерозойской коры. На это указывают как Nd-изотопные характеристики этих гранитов, так и композитный характер их вероятных коровых протолитов. Шарыжалгайский блок, в котором локализованы плутоны гранитов и глубинные части которого, скорее всего, представляют собой их коровый источник, имеет сложное строение, обусловленное тектоническим совмещением пластин неоархейской и палеопротерозойской коры (рис. 73), имевшим место в результате коллизионного события около 1.9 млрд лет назад (Aftalion et al., 1991; Ларин и др., 2006б).

Исходная магма всех этих гранитоидов в отличие от S-гранитов предыдущего типа была сформирована при более высоких температурах, в более глубинных условиях (среднекоровых) и при более низких степенях парциального плавления протолита. Более высокотемпературные условия генерации их магм, вероятно, обусловили и более высокие содержания HFSE в этих гранитоидах. Растворимость Zr и других HFSE в богатых щелочами силикатных расплавах возрастает с ростом температуры (Watson, Harrison, 1983). В то же время не исключено, что снижение величины LILE/HFSE в этих гранитоидах обусловлено влиянием мантийного источника.

Специфической особенностью Северо-Байкальского пояса является корреляция состава пород и возраста их источника. Nd-изотопные данные свидетельствуют о том, что источником пород нижнего яруса (малокосинская свита) была преимущественно литосфера позднеархейского возраста, тогда как в породах второго яруса (домугдинская, хибеленская и чайская свиты вместе с гранитами ирельского комплекса) явно доминирует палеопротерозойский ювенильный компонент. Это подтверждается и Pb-изотопными данными, из которых следует, что риолиты нижнего яруса происходят из древнего нижнекорового источника, тогда как все остальные фельзические породы этого пояса имеют коровый источник, близкий к ювенильной коре того времени. Формирование риолитов малокосинской свиты (среднекалиевая известково-щелочная серия) имело место в результате смешения позднеархейского корового вещества и некоего ювенильного компонента. Последний мог быть представлен веществом как ювенильной палеопротерозойской коры, так и мантии. Образование этих пород за счет дифференциации базальтовой магмы вряд ли возможно. Этому противоречат резко бимодальный характер вулканитов данной свиты с достаточно узким диапазоном вариаций составов риолитов и их геохимия. По своим геохимическим и изотопным характеристикам они достаточно близки к гранитоидам первой группы (см. рис. 49, 53), что, по-видимому, подразумевает и близкие механизмы формирования этих пород. Базальтоиды малокосинской свиты связаны главным образом с литосферным мантийным источником, на что указывают низкие содержания в них Ti, высокие Ba, Sr и малорадиогенный изотопный состав Nd.

Что касается высококалиевых пород второго яруса, отличающегося широким спектром составов, — от шошонитов и латитов до трахириолитов — и их резкой обогащенностью некогерентными элементами (Петрова и др., 1997; Неймарк и др., 1998; Булдыгеров, Собаченко, 2005; Донская и др., 2005), то воз-

никает необходимость в привлечении специфического источника. Большинство исследователей (Hawkesworth, Vollmer, 1979; Mitchell, Bergman, 1991; Turner et al., 1996; Liegeous et al., 1998; Bonin et al., 1998) генезис высококалиевых и ультракалиевых пород связывают с мантийным литосферным обогащенным источником. Обогащение рассматривается как результат метасоматоза мантийного клина водными высокакалиевыми флюидами с высокими содержаниями LILE и пониженными — HFSE, отделенными при дегидратации субдуцирующей океанической литосферы. Эти породы кристаллизовались из высокотемпературных магм (≤ 1100 °C), которые имели повышенную фугитивность кислорода и воды. Фельзические породы в этих ассоциациях несут черты геохимической близости к шошонитам и образуются в ходе фракционной кристаллизации мафических магм и смешения их с анатектическими коровыми расплавами (Väisänen et al., 2000). На важную роль этого мантийного источника в магматизме Южно-Сибирского пояса указывает также присутствие в его составе лампроитов ханинского комплекса (Богатиков и др., 1991; Владыкин, 2001). Исходя из этого, можно полагать, что высокалиевые вулканиты и гранитоиды ирельского комплекса могли иметь в качестве источников по крайней мере два компонента: палеопротерозойскую литосферную метасоматизированную мантию и ювенильную кору. Вещество архейской коры исключается, так как в противном случае вариации первичных значений ε_{Nd} в область отрицательных значений были бы значительно шире. Смешение высококалиевых магм, отделенных от метасоматизированной мантии и анатектических коровых магм, а также последующая дифференциация могли привести к сложной гамме пород, характерной для верхнего яруса Северо-Байкальского пояса. Пониженная железистость (< 0.9) даже сильнофракционированных наиболее калиевых трахириолитов, а также пониженная железистость Fe-Mg силикатов гранитоидов ирельского комплекса (рис. 35), присутствие в них первичного магнетита указывают на повышенные значения f_{O_2} и f_{H_2O} в источнике, что типично для метасоматизированой мантии. На связь с этим источником указывают и высокие содержания LIL-элементов, особенно U и Th (табл. 16, 17; Булдыгеров, Собаченко, 2005). Повышенные содержания HFSE и HREE в этих породах, что отличает их от типичных представителей шошонит-латитовой ассоциации, возможно, обусловлены тем, что гранат не был стабильной фазой в источнике этих пород. Кроме того, высокие содержания F играют важнейшую роль в концентрировании HFSE в высокотемпературных магмах A-типа (Collins et al., 1982).

Из всех пород Южно-Сибирского магматического пояса высококалиевые фельзические породы второго яруса Северо-Байкальского пояса характеризуются наибольшей обогащенностью некогерентными элементами. По этим признакам они достаточно близки к гранитам рапакиви Балтийского щита, однако наибольшее сходство устанавливается с постколлизионными (0.93 млрд лет) высококалиевыми гранитоидами A-типа Юго-Западной Норвегии. Как для этих гранитоидов, так и для высококалиевых пород Северо-Байкальского пояса характерны широкий спектр составов — от габброидов до лейкогранитов, но с преобладанием пород среднего состава, принадлежность к высококалиевым гранитоидам A-типа, близкие содержания элементов-примесей, кристаллизация в гипабиссальных условиях при повышенной фугитивности кислорода (близко к NNO-буферу) и активности воды, отсутствие маргинационных структур. Формирование исходных магм таких гранитоидов (Vander Auwera et al., 2003; Bogaerts et al., 2003) происходило за счет парциального плавления гидратированного K-обогащенного источника в верхней литосферной мантии либо мафической нижней коры, незадолго до этого отделенной от литосферной мантии. Экстремальное фракциониро-

вание такой базитовой магмы, в небольшой мере контаминированной веществом нижней коры, могло привести к формированию этих гранитоидов.

Ультракалиевые породы Южно-Сибирского пояса (лампроиты ханинского комплекса), вероятнее всего, были сформированы за счет вещества архейской метасоматизированной литосферной мантии. Геохимические и изотопные данные указывают на обогащенный древний мантийный источник типа EM1 (Владыкин, 2001).

Близкая ситуация характерна и для магматического пояса Плурисериал-Рибейра (620—580 млн лет). Однако распространенность ультракалиевых пород здесь существенно выше. Геохимические характеристики гранитов рапакиви Иту такие же, как и у гранитов рапакиви приморского комплекса, и сближают их с типичными постколлизионными гранитами (Wernick, 2000). Кристаллизация этих гранитов, так же как и пород шошонитовой и ультракалиевой серий, осуществлялась из высокотемпературных магм, а выплавление магм осуществлялось из литосферных мантийных источников с высокой фугитивностью кислорода, при этом для гранитов рапакиви предполагается смешение анатекических коровых магм с магмами калиевых лампрофиров (Wernick, 2000).

В заключение необходимо подчеркнуть, что магматические комплексы шошонит-рапакивигранитной ассоциации характеризуются меньшими глубинами генерации магм по сравнению с остальными рапакивигранитсодержащими ассоциациями. Характерны широкие вариации составов гранитоидов — от типично коровых гранитов S-типа до высокожелезистых и высококалиевых гранитов A-типа. Типично также присутствие шошонитовых и ультракалиевых пород. Коровые протолиты гранитов варьируют от «нижней» до «верхней» коры, а среди мантийных источников наиболее важное значение приобретает метасоматизированная в ходе предшествующих субдукционных процессов обогащенная литосферная мантия. Характерной особенностью гранитоидов этой ассоциации является наличие четких индивидуальных геохимических особенностей, которые, вероятнее всего, отражают особенности составов их коровых источников (Донская и др., 2005). Это кардинально отличает их от гранитов рапакиви других магматических ассоциаций, в которых, как правило, сохраняется удивительная устойчивость химического состава пород и минералов, независимо от возраста коровых протолитов и пространственного положения конкретных массивов (в различных геоблоках и даже кратонах). От последних их отличает также целый ряд геохимических, петрологических и изотопно-геохимических особенностей: в целом — более низкие содержания HFSE и HREE при близких содержаниях LILE; более низкие железистость и калиевость пород, а также более высокая фугитивность кислорода и активность воды, свидетельствовующие об окисленном и гидратированном протолите. Коровые источники таких гранитов должны плавиться при более низких температурах, и в результате более высоких степеней парциального плавления должны отделяться расплавы с меньшей железистостью и с более низкими концентрациями несовместимых элементов (Anderson, Morrison, 2005). Естественно, что с увеличением степени парциального плавления составы образующихся выплавок будут демонстрировать бóльшую зависимость от составов их коровых протолитов при прочих равных условиях. Во многом именно этим и определяется большое разнообразие составов гранитоидов данной ассоциации.

3.6. Мантийно-коровое взаимодействие, генезис гранитов рапакиви и ассоциирующих пород

Основные породы во всех рассмотренных магматических ассоциациях образуются из базальтовых магм, сформированных в результате взаимодействия вещества литосферной и сублитосферной мантии и последующей коровой контаминации этих первично мантийных магм. Сублитосферная мантия может быть представлена как астеносферной, так и плюмовой мантией. Последняя, вероятнее всего, наиболее характерна для комплексов АМРГЩГ-ассоциации. Все основные и средние по составу породы, вплоть до йотунитов и монцонитов, конкретных магматических комплексов связаны единством источника; однако уровень коровой контаминации пород резко возрастает от геохимически более примитивной группы пород типа базальтов, даек и небольших интрузий диабазов и габбро-диабазов к более «продвинутым» породам габбро-анортозитовых комплексов. Базальты и диабазы представлены, как правило, высокожелезистыми континентальными толеитами, продуцированными в условиях сравнительно небольших степеней парциального плавления. Первичные магмы габбро-анортозитовых комплексов претерпели сложную полибарическую кристаллизацию (Emslie, 1985; Emslie et al., 1994; Ashwal, 1993) и весьма значительную контаминацию веществом нижней континентальной коры, до 75%, а иногда выше. Как было показано ранее (Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Gao, 2004; Ларин и др., 2002а), добавка даже 75% вещества мафической по составу нижней коры мало скажется на составе первичной магмы анортозитового комплекса, особенно если в качестве контаминанта будет выступать деплетированный на некогерентные элементы горячий рестит, оставшийся после выплавления из нижней коры анатектического гранитного расплава, как это предлагает Р. Эмсли и др. (Emslie et al., 1994). Это подтверждается также результатами моделирования процессов коровой контаминации для палео- и мезопротерозойских анортозитов провинции Найн (Emslie et al., 1994; Piercey, Wilton, 1999; Amelin et al., 2000), а также исследованиями Re-Os изотопной систематики анортозитов (Stein et al., 1998; Lambert et al., 1999; Hannan, Stein, 2002). Роль нижнекоровой контаминации так велика, что позволяет в определенной мере и на качественно новом уровне возродить представления о нижнекоровой природе анортозитов (Duchesne, 1984; Taylor, McLennan, 1985; Demaiffe et al., 1986), но безусловно с участием базитовых мантийных магм и не только как источника тепла, но и как источника вещества (Ларин и др., 2002а). Нижнекоровые контаминанты, как правило, не обнажены на современной эрозионной поверхности, и это в целом характерно для многих регионов мира (Rudnic, Fountain, 1995; Mitchell et al., 1995; Piercey, Wilton, 1999). Верхнекоровая контаминация на уровне становления массивов играла явно подчиненную роль, в силу того, что основной объем поднимающейся в верхнекоровые уровни магмы представлен «анортозитовой кашей», не способной к активному взаимодействию с вмещающими породами.

Как отмечали многие исследователи (DePaolo, 1985; Ashwal et al., 1986; Emslie et al., 1994), процессы коровой контаминации осуществлялись главным образом в глубинной магматической камере, вблизи границы M, при этом степень контаминации во многом зависит от степени прогретости вмещающих коровых пород. Степень контаминации, по-видимому, определяется действием двух факторов. Во-первых, это тепло, сохранившееся в нижней коре после завершения предшествующего орогенического процесса, а во-вторых — тепло, поступающее в систему за счет магматического андерплейтинга. Развивая первый тезис, можно полагать, что важным фактором, контролирующим образование

анортозитов, наряду с прочими, является интервал времени между завершением последнего орогенического события и внедрением интрузий. Продолжительность этого интервала варьирует от первых до приблизительно 350 млн лет. По мере его увеличения и соответственно остывания литосферы роль анортозитов снижается и в таких плутонах, как Пайкс-Пик или Бердяуш, где он превышает 500 млн лет, анортозиты в комплексе основных пород практически исчезают, а степень их контаминированности, судя по изотопным данным, резко снижается. Способствующим фактором могло быть понижение средней плотности частично расплавленной коры, способной уменьшить общую скорость, с которой мафическая магма проникает сквозь кору, предоставляя им больше времени для взаимодействия с коровым компонентом (Perry et al., 1987; Huppert, Sparks, 1985). Что касается второго тезиса, то важную роль в термальной истории магматических систем рассматриваемого типа играют длительность и дискретность их развития. Неоднократное импульсное поступление свежих порций базальтовой магмы в течение достаточно длительного интервала времени (до 50 млн лет), вызванное апвеллингом мантийных магм (магматический андерплейтинг), отделенных от мантийного диапира, приводит к еще большему разогреву нижней коры, что способствует эффективной коровой контаминации основной магмы в глубинном магматическом очаге (Шарков, 2005). Важно подчеркнуть, что эти термальные аномалии не отличались значительными размерами — до 300—350 км. Дайки диабазов демонстрируют максимальную удаленность от эпицентров таких аномалий — батолитов гранитов рапакиви. При этом степень контаминированности диабазов коровым веществом снижается по мере удаления от батолитов (Rämö, Haapala, 1996; Haapala et al., 2005). Аналогичная картина наблюдается и во времени, когда ранние и поздние мафические члены магматической ассоциации демонстрируют наименьшую степень контаминированости (Carlson et al., 1993; Amelin et al., 2000).

Высокоглиноземистые габброиды, являясь по геохимическим и изотопным характеристикам наиболее примитивными породами габбро-анортозитового комплекса, вероятнее всего, максимально приближаются к составу родначальной магмы этих комплексов (Mitchell et al., 1995; Scoates, Mitchell, 2000). Однако состав этой магмы уже претерпел значительное фракционирование и далек от первичных мантийных расплавов (Scoates, Frost, 1996). В Салминском батолите эти породы содержат кумулусный плагиоклаз и по содержаниям Al_2O_3 уже приближаются к анортозитам.

Важно подчеркнуть, что габбро-анортозитовые комплексы в АМЧРГ- и АМРГЩГ-магматических ассоциациях характеризуются определенной близостью по набору пород, минеральному составу последних их геохимии, а также по характеру связей с ассоциирующими породами кислого состава, что позволяет полагать, что и формирование этих комплексов происходило по близкому сценарию.

Щелочные породы характерны исключительно для ГРГФ-ассоциации, представленной единственным Бердяушским массивом. Щелочные и нефелиновые сиениты Na-группы щелочных пород миаскитового типа, судя по изотопным и геохимическим данным, формировались за счет обогащенной (EM1) метасоматиизированой литосферной мантии, претерпевшей обогащение в ходе палеопротерозойского орогенического события, и характеризуются весьма умеренными содержаниями некогерентных элементов. Они резко отличаются от агпаитовых щелочных пород, которые связаны с сублитосферным (плюмовым) источником и для которых типично экстремальное обогащение на HFSE и галогены (Sørensen, 1997; Когарко, 2001). Изотопные и геохимические данные однозначно свиде-

тельствуют также о различных мантийных источниках основных и щелочных пород этой ассоциации. Первые связаны с обедненным мантийным источником, вторые — с обогащенным.

Гранитоиды в рассматриваемых ассоциациях являются главным и преобладающим типом пород, образующим крупные и даже гигантские батолиты. Согласно изотопным и геохимическим данным, источники гранитоидов варьируют от практически чисто коровых до существенно мантийных, однако с преобладанием гранитоидов, имеющих сложную мантийно-коровую природу. К гранитам, образованным за счет существенно мантийного источника, относятся щелочные граниты АМРГЩГ-ассоциации. Они максимально обогащены некогерентными элементами и по классификации Эби (Eby, 1990, 1992) принадлежат к Na-гранитам A_1-типа. В составе батолитов они обычно присутствуют в качестве наиболее поздних магматических фаз, резко уступая по объему гранитам рапакиви. Геохимические и изотопные данные указывают на мантийный источник типа OIB (см. рис. 54). Иногда, как в массиве Пайкс-Пик, они ассоциируют с щелочными габброидами, которые вместе с щелочными гранитами рассматриваются в качестве фракционатов мантийных магм — базальтов Na-типа (Smith et al., 1999). В других случаях (улканский комплекс) такая связь существует с базальтами переходного типа между субщелочными и щелочными базальтами, имеющими сублитосферный, скорее всего плюмовый, источник. В то же время в ряде случаев (комплексы Мапуэра и Стрендж-Лейк) основные породы вообще отсутствуют на современном уровне эрозионного среза. Тем не менее наиболее вероятной представляется модель образования щелочных гранитов данного типа как остаточных дифференциатов базитовых магм гаваитовой или переходной к субщелочной (гиперстеннормативной) специфики (Barberi et al., 1975; Fox, 1977; Коваленко, 1977; Weaver, 1978; Bonin, 1996, и др.). На это указывают также и условия кристаллизации щелочных гранитов. Например, в кварце из комендитов найдены очень высокотемпературные расплавные включения (T_h = 1030—1100°C), сопоставимые с расплавными включениями в пироксеновых фенокристах из базальтов (T_h = 1120—1180°C). Учитывая также повышенные содержания H_2O и F в расплавных включениях (> 1%), предполагается, что комендитовая магма сформировалась при $P \geq 15$ кбар, т. е. в верхней мантии, при прямой дифференциации вещества, выплавленного из мантийного плюма, либо при плавлении предварительно метасоматизированной мантии (Litvinovsky et al., 2002).

Характерной особенностью магматических комплексов этого типа является одновременное сосуществование разноглубинных магматических очагов — щелочногранитного и субщелочных гранитов. Объемные соотношения этих двух типов гранитов в различных комплексах совместимы с существенно мантийной природой щелочных гранитов и существенно коровой субщелочных гранитов. Смешение этих двух типов магм приводит в итоге к образованию переходных типов, обычно гиперсольвусных субщелочных гранитов.

Наряду с щелочными гранитами вышерассмотренного типа в плутонах АМЧРГ- и ГРГФ-ассоциаций в крайне незначительном объеме встречаются щелочные граниты и сиениты, отличные по своему происхождению от щелочных гранитов предыдущего типа. По своим геохимическим характеристикам они близки, а по изотопным идентичны вмещающим гранитам рапакиви и связаны с ними единством источника (Rämö, 1991). По мнению некоторых исследователей (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986), составы щелочных гранитов могут в исключительных случаях образовываться в низкокальциевых кислых магмах, при условии раннего фракционирования плагиоклаза.

Граниты рапакиви и ассоциирующие с ними субщелочные гранитоиды преимущественно А-типа разделяются на две группы. К первой относятся классические граниты рапакиви и чарнокиты АМЧРГ-, АМРГЩГ- и ГРГФ-магматических ассоциаций, а ко второй — гранитоиды РГШ-ассоциации. Граниты рапакиви первой группы являются типичными представителями внутриплитных субщелочных гранитов А-типа ильменитовой серии. Они выделяются среди остальных гранитов этого типа экстремально высокой железистостью, наиболее высокими содержаниями K_2O, HFSE, REE и F и кристаллизацией из «сухих» высокотемпературных магм в резко восстановительных условиях. По классификации Г. Н. Эби (Eby, 1990, 1992), они принадлежат к гранитам A_2-типа, т. е. к гранитам, представляющим магмы, отделенные от континентальной или андерплейтовой коры. Согласно изотопным данным, эти граниты имеют смешанную мантийно-коровую природу. Как было показано на примере гранитов рапакиви Балтийского щита, наиболее адекватной моделью, объясняющей их формирование, является парциальное плавление ранее образованного базальтового андер- и интерплейта и вмещающих нижнекоровых пород. Данные по гранитам рапакиви АМРГЩГ- и ГРГФ-ассоциаций этому не противоречат. Это не исключает того, что какая-то часть магм образуется при смешении достаточно продвинутых дифференциатов толеитовых магм монцодиоритового состава (Anderson et al., 2003) и анатектических коровых расплавов в глубинных условиях.

Вопрос о возрасте андерплейтинга и составе слагающих его пород имеет важное значение для понимания генезиса гранитов рапакиви. В Бердяушском массиве были выявлены высокобарические мафические инклавы, которые могут быть интерпретированы как фрагменты базальтового андерплейта, захваченные магмой гранитов рапакиви на уровне магмогенерации и вынесенные на верхнекоровые уровни. Благоприятные условия для андерплейтинга базитовых магм создаются в режиме растяжения либо во внутриплитных обстановках, либо в постколлизионных условиях на завершающих стадиях развития орогенов (Holliger, Levander, 1994).

Геохимические данные свидетельствуют о существенном обогащении этих мафических нижнекоровых ксенолитов на HFS-элементы, особенно высокотитанистых метабазальтов (Kempton et al., 1995). Обогащенность несовметимыми элементами и галогенами, а также низкие величины f_{O_2} и f_{H_2O} характерны и для континентальных базальтоидов, связанных с андерплейтом единством источника и входящих в рассматриваемые типы магматических ассоциаций. Таким образом, геохимические и петрологические характеристики андерплейта как возможного источника исходных магм гранитов рапакиви вполне совместимы с геохимическим образом этих гранитов. Магматический андерплейтинг, имевший, судя по всему, пролонгированный (до 50 млн лет) и дискретный характер, вызывал неоднократные эпизоды плавления нижней коры, уже насыщенной внедренными на ранних стадиях этого процесса силлоподобными телами базальтов и их дифференциатов.

Среди нижнекоровых источников этих гранитов рапакиви отчетливо выделяются три типа. Первый, и наиболее распространенный, — это молодая ювенильная кора. Типичный пример — свекофеннская кора Балтийского щита. Ювенильная новообразованная кора (особенно нижние ее части) по своим изотопным характеристикам мало отличается от мантии (Liégeois et al., 1998), особенно это касается Sm-Nd изотопной систематики с очень длительным периодом полураспада ^{147}Sm. Pb-изотопные ее характеристики обычно отвечают «среднему коровому свинцу» (Stacey, Kramers, 1975), или «орогену» (Zartman, Doe, 1981). Второй тип — древняя архейская нижняя кора. Этот компонент

фиксируется в рапакиви Балтийского щита (Салминский батолит и ряд массивов Центральной Швеции) и комплекса Найн. Для него характерны низкие U/Pb и Rb/Sr и, как правило, повышенные Th/U отношения, обусловленные его обеднением на LIL-элементы. Третий тип еще более редок. Он встречен лишь в Бердяушском массиве и в северной части плутона Шерман комплекса Ларами. Древний коровый протолит этих гранитов в архее эволюционировал в условиях обогащенной верхней континентальной коры, однако в раннем протерозое он претерпел гранулитовый метаморфизм в нижнекоровых условиях. Этот процесс сопровождался дифференцированным выносом из системы LIL-элементов, что привело в результате к снижению значений U/Pb и Rb/Sr и повышению Th/U.

Объемы исходной магмы гранитов рапакиви, генерируемой в ходе корового плавления, зависят, по-видимому, от трех главных факторов: 1) степени прогретости нижней коры, сохранившейся после предшествующей орогении; 2) энергетической емкости базальтового андерплейта, инициирующего плавление нижней коры; 3) длительности существования магматической системы. Существует корреляция размеров массивов гранитов рапакиви с временны́м интервалом между завершением последнего орогенического события и внедрением интрузий. По мере увеличения этого интервала объем гранитов рапакиви в конкретных плутонах снижается. На Восточно-Европейской платформе размеры этих плутонов снижаются от наиболее древних (Выборгский, Рижский, Алландский) с возрастом 1.63—1.58 млрд лет ($\Delta T \sim 200$ млн лет) до самого молодого (1.35 млрд лет) Бердяушского массива ($\Delta T > 500$ млн лет). К моменту формирования магматического очага Бердяушского массива нижняя кора уже достаточно остыла, вследствие чего возможность выплавления большого объема кислых магм явно уменьшилась. На это указывает также соотношение базальт/риолит в комагматичных вулканитах машакской свиты в пользу базальта, тогда как в большинстве бимодальных вулканических серий такого типа, где величина ΔT значительно меньше, риолиты обычно резко преобладают. Второй фактор оценить сложнее. Скорее всего, он определяется длительностью и дискретностью когенетичного базитового магматизма. Во всяком случае, длительность формирования батолитов нередко коррелируется с его размерами.

Граниты рапакиви второй группы вместе с ассоциирующими гранитоидами отличаются разнообразием петрографического, химического и изотопного состава, отражающим не только существенные различия в условиях их формирования, но и разнообразие источников этих пород. Общим для гранитов, отличающим их от гранитов рапакиви первой группы, является в целом менее глубинный (преимущественно средне-верхнекоровый) уровень магмогенерации, кристаллизация из более низкотемпературных магм, более высокой фугитивностью кислорода, более высокой активностью воды и с более низкими содержаниями большинства некогерентных элементов.

По-видимому, породами с чисто коровым источником являются S-граниты этой ассоциации, имеющие наименее глубинный (верхнекоровый) уровень магмагенерации и наиболее низкие температуры кристаллизации. Инконгруэнтное дегидратационное плавление мусковит- и биотитсодержащего корового материала приводило к образованию магм S-гранитов, обогащенных LIL- и обедненных HFS-элементами. Данный процесс возможен только в средне-верхнекоровых условиях при наличии пелитового материала как возможного источника этих гранитов. В то же время от типичных гранитов S-типа, образующихся в коллизионных обстановках, их отличают более высокие содержания несовместимых элементов и более высокая степень дифференцированности.

Граниты рапакиви этой группы и ассоциирующие с ними, близкие к ним по химизму чарнокиты и биотит-амфиболовые граниты принадлежат к гранитам А-типа. Однако в отличие от гранитов рапакиви первой группы они принадлежат к «магнетитовой» серии и характеризуются меньшей калиевостью и железистостью, обедненностью большинством несовместимых элементов, в первую очередь HFSE и HREE (см. рис. 53), и меньшей степенью дифференцированости. Для этих гранитов наиболее вероятен смешанный мантийно-коровый источник. Доминирующим компонентом является вещество средней коры. Повышенные значения f_{O_2} и f_{H_2O}, относительная обедненность HFSE и HREE и Pb-изотопные данные для этих гранитоидов исключают механизм магмогенерации, предложенный для гранитов рапакиви первой группы. В качестве наиболее вероятного источника представляется известково-щелочной коровый компонент, отличающийся повышенной фугитивностью кислорода (f_{O_2} > FMQ) (Frost, Frost, 1997). Парциальное плавление протолита тоналитового или гранодиоритового состава может дать расплав гранитов А-типа (Rämö, 1991; Haapala et al., 2005). Несколько повышенная глиноземистость этих гранитоидов не исключает также присутствия пелитового материала в составе протолита. Смешение с базитовыми магмами или их дифференциатами, по-видимому, имело второстепенное значение.

Подобный механизм формирования возможен в условиях резкого утонения литосферы в случае деламинации или конвективной эрозии литосферы, когда удаляется не только литосферная мантия, но и частично нижняя кора, и плавлению подвергается более гидратированная средняя кора, которая в ходе предшествующей коллизионной стадии нагнеталась в осевую часть орогена (Black, Liegeois, 1993; Лобковский и др., 2004). Естественно, что в этих условиях степень парциального плавления будет выше, а содержания некогерентных элементов в расплавах ниже по сравнениию с рапакиви первой группы. Предложенный механизм типичен для постколлизионного этапа в эволюции орогена, когда переутолщенная кора вскоре после коллизии испытывает гравитационное расползание и коллапс растяжения. В условиях постколлизионного коллапсного рифтинга происходит формирование межгорных бассейнов растяжения со специфическим вулканизмом высококалиевого и шошонитового типов, среди продуктов которого преобладают породы среднего и кислого состава. Для них, а также для ультракалиевых мафических пород, типичных для данной ассоциации, важную роль начинает играть обогащенный литосферный источник (EM1), образованный при метасоматозе литосферной мантии в ходе субдукционных процессов, также отличающийся высокой фугитивностью кислорода (Gregorie et al., 2001).

Различия в характере источников гранитов рапакиви этих двух групп и ассоциирующих с ними гранитов можно продемонстрировать также на примере гранитов с возрастом около 1.4 млрд лет в юго-западном складчатом обрамлении Лаврентии (см. рис. 3). В данном районе выделяются три типа А-гранитов этого возраста: граниты ильменитовой серии (граниты рапакиви АМЧРГ-ассоциации), биотит-амфиболовые граниты магнетитовой серии и высокоглиноземистые двуслюдяные граниты (Anderson, 1983, 1987). Среди двух последних типов также нередки граниты со структурами рапакиви. Граниты рапакиви первой группы отличаются низкой фугитивностью кислорода (f_{O_2} < FMQ), тогда как для остальных эта величина выше FMQ (рис. 68). Фугитивность кислорода прямо коррелируется с железистостью амфибола и биотита этих гранитов (рис. 82). Исследования изотопного состава кислорода в них (Anderson, Morrison, 2005) показали закономерное увеличение $\delta^{18}O$ от гранитов рапакиви первой группы к биотит-амфиболовым гранитам магнетитовой серии и далее к двуслюдяным гранитам (рис. 83). По мнению авторов, эти различия обусловлены характером

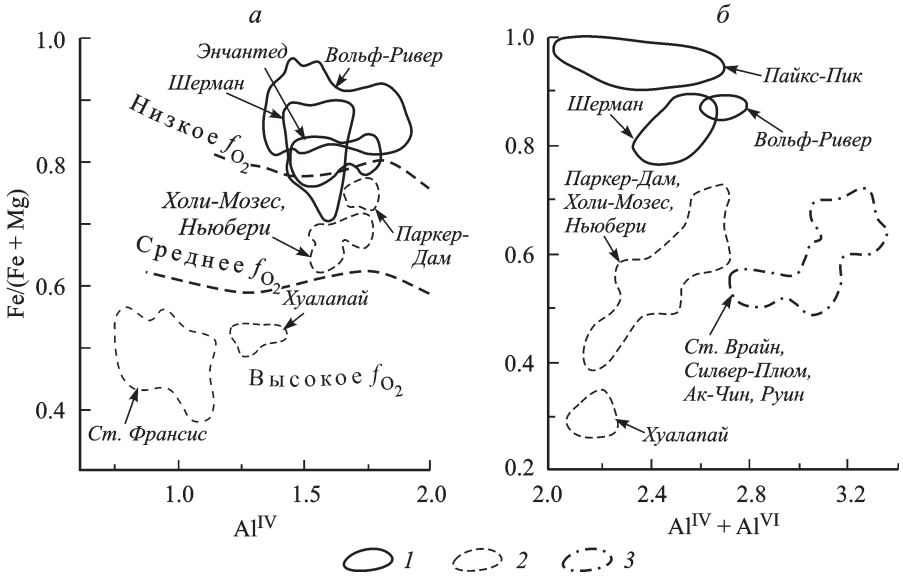


Рис. 82. Диаграммы Fe/(Fe+Mg)—Al^{IV} в амфиболе (*а*) и Fe/(Fe+Mg)—(Al^{IV}+Al^{VI}) в биотите (*б*) мезопротерозойских внутриплитных гранитов юго-западного складчатого обрамления Лаврентии. По: Anderson, Bender (1989); Anderson, Smith (1995); Frost et al. (1999); Barker et al. (1975).

1 — «восстановленные» граниты ильменитовой серии из плутонов АМЧРГ-ассоциации; *2* — биотит-амфиболовые метглиноземистые «окисленные» граниты магнетитовой серии; *3* — двуслюдяные высокоглиноземистые граниты.

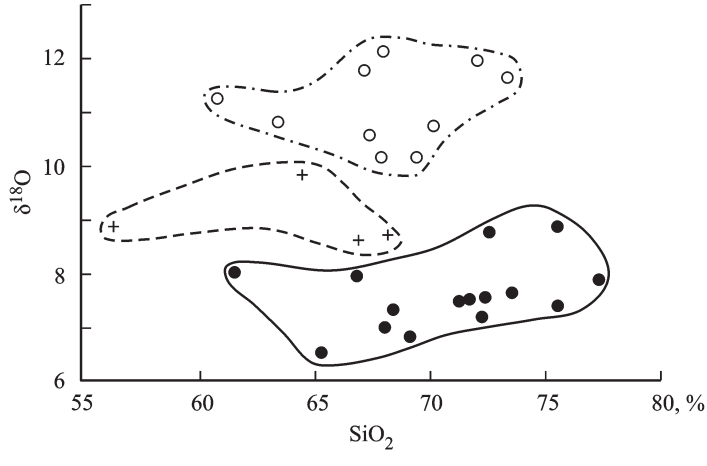


Рис. 83. Диаграмма $\delta^{18}O$ в кварце относительно содержаний SiO_2 в породе для мезопротерозойских внутриплитных гранитов А-типа в складчатом обрамлении Лаврентии (Anderson, Morrison, 2005).

Усл. обозн. см. на рис. 82.

протолитов. Так, для гранитов рапакиви первой группы предполагается восстановленный нижнекоровый источник, имеющий мантийную природу. Граниты магнетитовой серии были образованы за счет более окисленных и более гидратированных известково-щелочных плутонических пород. Такие коровые источники должны были плавиться при более низких температурах, а расплавы, образованные при более высоких степенях парциального плавления, отличаются меньшей степенью обогащения несовместимыми элементами. Еще более обедненные высокоглиноземистые граниты имеют в качестве источников метаосадочные породы. Парциальное плавление пелитов будет происходить при еще более низких температурах и при бóльших степенях парциального плавления. Исследования Hf-изотопной систематики цирконов гранитов двух последних типов подтвердили их коровую природу (Goodge, Vervoort, 2006). Вероятнее всего, различия в составе коровых протолитов этих гранитов во многом определяются и глубинностью их положения.

Тип мантийного компонента в составе гранитов рапакиви и ассоциирующих пород лимитируется как геохимическими и петрологическим, так и изотопными параметрами. Низкие значения f_{O_2} и f_{H_2O} в гранитах рапакиви АМЧРГ-, АМРГЩГ- и ГРГФ-ассоциаций, обогащение их HFSE и F указывают на источник с низкой долей участия вещества SCLM, метасоматизированной в ходе субдукционных процессов. Присутствие специфических ультракалиевых мафических пород в РГШ-ассоциации, повышенные значения f_{O_2}, f_{H_2O}, LILE/HFSE и наличие отрицательной Ta-Nb аномалии указывают на влияние метасоматизированной в ходе предшествующих субдукционных процессов SCLM в петрогенезе пород этой ассоциации. Обогащенность некогерентными элементами, и особенно HFSE и HREE, отсутствие Ta-Nb аномалии, величины «канонических» отношений элементов (Nb/U, Zr/Nb и Th/Ta) и радиогенный изотопный состав Nd указывают на то, что для щелочных гранитов АМРГЩГ-ассоциации главным является мантийный источник типа OIB.

* * *

Резюмируя все вышеизложенное в данном разделе, можно сделать следующие выводы.

1. Формирование исходных магм гранитов рапакиви связано со смешением вещества корового и мантийного источников.

2. Коровый компонент для всех ассоциаций, кроме рапакивигранит-шошонитовой, представлен веществом нижней континентальной коры, которая в свою очередь подразделяется на три типа: молодая ювенильная кора, древняя нижняя кора и нижняя кора, сформированная в результате преобразования (обеднения LIL-элементами) древней, изначально обогащенной верхней коры.

3. Доминирующими коровыми протолитами в гранитах РГШ-ассоциации является вещество средней и верхней коры.

4. Для щелочных гранитов АМЧРГ-ассоциации характерен преимущественно мантийный источник типа OIB.

5. Первичные магмы габбро-анортозитовых комплексов АМЧРГ- и АМРГШГ-магматических ассоциаций претерпели сложную полибарическую кристаллизацию и значительную контаминацию веществом нижней континентальной коры.

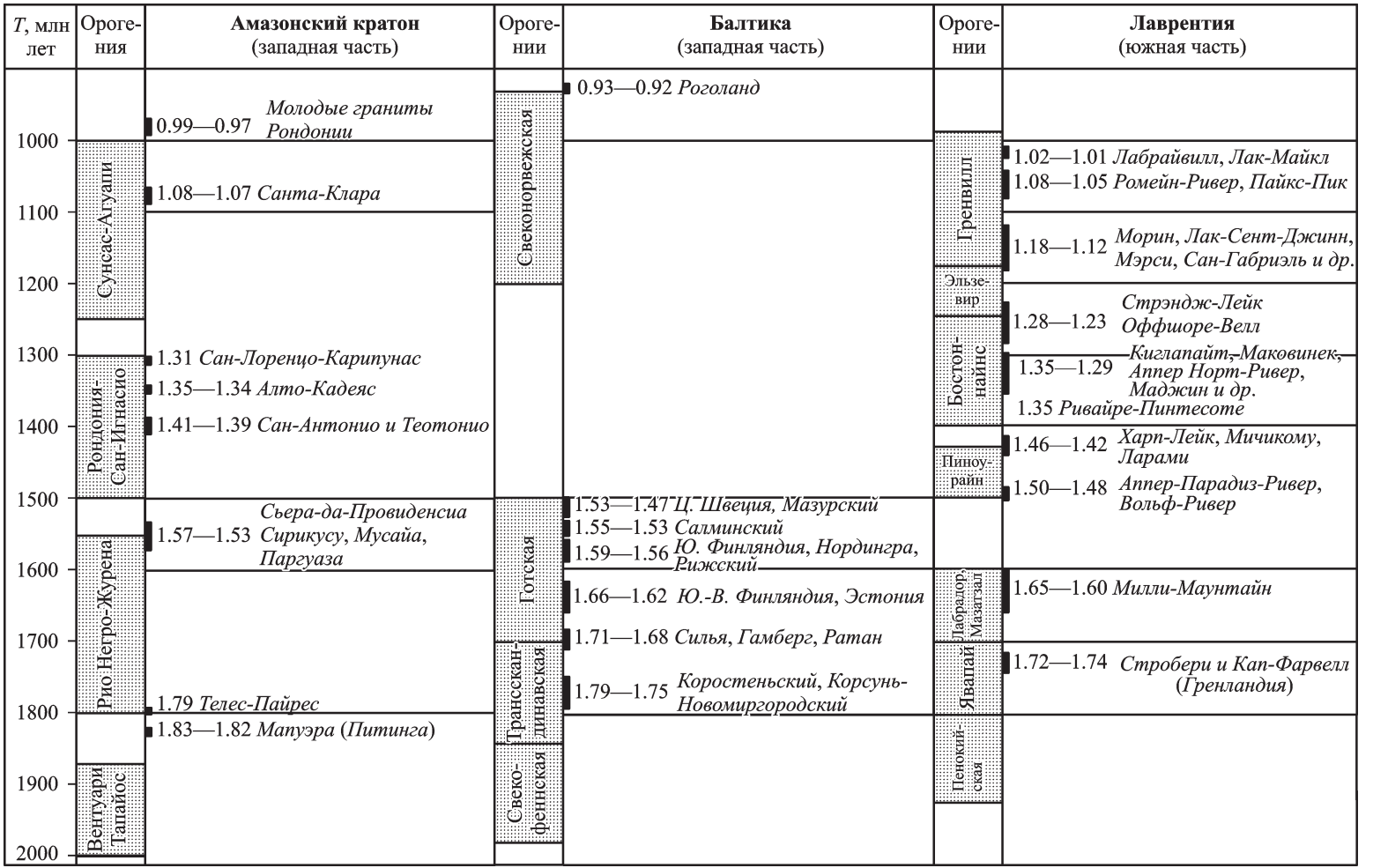
6. Щелочные породы ГРГФ-ассоциации формировались за счет обогащенной (типа EM1) метасоматиизированой литосферной мантии.

Глава 4

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ РАПАКИВИГРАНИТСОДЕРЖАЩИХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Согласно существующим представлениям о тектоническом положении гранитов рапакиви, они могут иметь анорогенную природу или быть связанными с орогеническими процессами. До недавнего времени сторонники первой точки зрения явно доминировали (Emslie, 1978; Anderson, 1983; Haapala, 1985; Rämö, 1991; Dall'Agnol et al., 1994; Neymark et al., 1994; Rämö, Haapala, 1995; Frost, Frost, 1997; Шарков, 2005). При этом одни исследователи связывают их формирование с процессами континентального (зарождающегося или прерванного) рифтогенеза (Bridgwater, Windley, 1973; Emslie, 1978; Haapala, Rämö, 1990), тогда как другие — с воздымающимися мантийными плюмами (Morse et al., 1988; Anderson, Bender, 1989; Pessonen et al., 1989; Шарков, 2005). Их оппоненты рассматривают формирование гранитов рапакиви либо в связи с коллизионными процессами (Vorma, 1976; Windley, 1991), либо с субдукционными (Nelson, DePaolo, 1985; Van Schmus et al., 1996; Gower, 1996; Rivers, 1997; Åhäll et al., 2000; Menuge et al., 2002; Geraldes et al., 2004).

В то же время целый ряд рассмотренных выше геологических, петрологических и геохимических признаков, типичных для этих магматических ассоциаций, если иметь ввиду их принадлежность к внутриплитным образованиям, свидетельствует также и о том, что их формирование могло происходить в различных геодинамических обстановках. Так, например, щелочные граниты АМРГЩГ-ассоциации указывают на источник OIB-типа, связанный с деятельностью мантийных плюмов. Соответственно тектоническое положение таких гранитов может трактоваться только как анорогенное. В то же время геохимические особенности пород РГШ-ассоциации, скорее, свидетельствуют о постколлизионной ее природе. Об этом свидетельствует также сравнительно небольшой интервал ($\leq$ 30 млн лет) между завершением орогенических процессов и формированием данной ассоциации. Для всех остальных магматических ассоциаций такой интервал всегда превышает 100 млн лет, что характерно, по мнению К. Конди (Condie, 1991), для анорогенного магматизма. Однако для многих магматических комплексов АМЧРГ-типа фиксируется возрастная корреляция с тектоническими событиями в сопредельных активно развивающихся орогенах (рис. 84). Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что, несмотря на явно посттектонический и внутриплитный характер гранитов рапакиви и ассоциирующих пород, в ряде случаев существуют вполне очевидные связи этого магматизма с тектоническими процессами на конвергентных границах литосферных плит. По мнению авторов монографии «Современные проблемы геотектоники и геодинамики» (Лобковский и др., 2004), во многих случаях внутриплитные явления генетически контролируются процессами на границах плит. Они также считают,


T, млн лет
Ороге-ния
Амазонский кратон (западная часть)
Ороге-нии
Балтика (западная часть)
Ороге-нии
Лаврентия (южная часть)
1000
1100
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
Молодые граниты Рондонии
0.99—0.97
Сунсас-Алгуапи
1.08—1.07 Санта-Клара
Рондония-Сан-Игнасио
1.31 Сан-Лоренцо-Карипунас
1.35—1.34 Алто-Кадеяс
1.41—1.39 Сан-Антонио и Теотонио
Сьера-да-Провиденсиа
1.57—1.53 Сирикусу, Мусайа, Паргуаза
Рио Негро-Журена
1.79 Телес-Пайрес
1.83—1.82 Мапуэра (Питинга)
Вентуари Тапайос
Свеконорвежская
0.93—0.92 Роголанд
Готская
1.53—1.47 Ц. Швеция, Мазурский
1.55—1.53 Салминский
1.59—1.56 Ю. Финляндия, Нордингра, Рижский
1.66—1.62 Ю.-В. Финляндия, Эстония
1.71—1.68 Силья, Гамберг, Ратан
Трансскандинавская
1.79—1.75 Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский
Свеко-фенская
Гренвилл
1.02—1.01 Лабрайвилл, Лак-Майкл
1.08—1.05 Ромейн-Ривер, Пайкс-Пик
1.18—1.12 Морин, Лак-Сент-Джинн, Мэрси, Сан-Габриэль и др.
Эльзе-вир
Стрэндж-Лейк
1.28—1.23 Оффшоре-Велл
Бостон-найнс
Киглапайт, Маковинек, Аппер Норт-Ривер, Маджин и др.
1.35—1.29
1.35 Ривайре-Пинтесоте
Пиноу-райн
1.46—1.42 Харп-Лейк, Мичикому, Ларами
1.50—1.48 Аппер-Парадиз-Ривер, Вольф-Ривер
Лабрадор. Мазатзал
1.65—1.60 Милли-Маунтайн
Явапай
1.72—1.74 Стробери и Кап-Фарвелл (Гренландия)
Пеноки-ская

что дать строгое определение внутриплитным процессам невозможно, так как последние часто географически приближены к границам плит, зарождающимся границам плит или «диффузным» границам плит. Поэтому авторы предлагают называть внутриплитными те тектонические и магматические процессы, которые протекают внутри самих плит, т. е. вне зон спрединга, субдукции и трансформных границ.

В глобальном масштабе мы видим крайне неравномерное распределение массивов этих ассоциаций по континентам. Некоторые континенты (Африка, Антарктида) почти лишены этих пород, тогда как в других (Южная и Северная Америка) они развиты очень широко, образуя глобальные внутриконтинентальные пояса. В Евразии эти породы присутствуют, но распространены крайне неравномерно: достаточно широко в пределах Восточно-Европейской платформы и очень ограниченно в Сибирской. Практически везде они приурочены к структурам древних платформ, локализуясь почти исключительно в протерозойских складчатых поясах. При этом большинство из них связано с системой длительно развивавшихся аккреционных периферических орогенов, обрамляющих древние ядра континентов. Именно в этих орогенических поясах и фиксируется корреляция импульсов рапакивигранитного магматизма с тектоническими событиями на конвергентных границах литосферных плит. Так же неравномерно развит рапакивигранитный магматизм во времени. Можно выделить три неравноценных периода этого магматизма: 2.8—2.6, 1.8—1.0 и 0.6—0.5 млрд лет (см. рис. 1). Второй период является определяющим, именно с ним сопряжено формирование основного объема гранитов рапакиви и ассоциирующих пород. Начало каждого из них (особенно двух первых) коррелируется с периодами наиболее мощного континентального корообразования — 2.8—2.7, 1.9 и 0.6 млрд лет (Condie, 2001), с некоторым отставанием от последних во времени.

Позднеархейский интервал отвечает первому в истории Земли периоду активной деятельности плитно-тектонических процессов, включающих спрединг и субдукцию, и значительного увеличения мощности литосферы (Лобковский и др., 2004). Особенно важным в истории Земли является событие рубежа около 1.9 млрд лет — уникального по объему корообразования, а также по «запасам» тепла, привнесенным в литосферу (Добрецов и др., 2001). Следует также отметить, что громадный промежуток времени между двумя первыми периодами (2.5—2.0 млрд лет), представлявший собой эпоху почти полного господства внутриплитных процессов, с очень слабо проявленными процессами континентального корообразования, абсолютно стерилен от гранитов рапакиви и автономных анортозитов. Знаменательно также, что на рубеже около 750 млн лет произошло ускорение охлаждения Земли и новый режим установился около 540 млн лет назад (Maruyama, Liou, 1998). Именно с этим временем связан последний слабовыраженный импульс формирования рапакивигранитсодержащих комплексов, и только в коллизионных орогенах. По-видимому, важную роль в генезисе этих магматических образований играет термальное состояние литосферы. Остывание нижней коры и верхней мантии во времени приводит к постепенному вырождению гранитов рапакиви и автономных анортозитов.

Проведенный анализ закономерностей размещения рапакивигранитсодержащих ассоциаций в пространстве и времени, возрастных корреляций рапакивигранитного магматизма и тектонических событий на границах литосферных

Рис. 84. Корреляция орогенических событий и импульсов формирования рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций Лаврентии, Амазонского кратона и Балтики.

Таблица 37

Геодинамические обстановки формирования рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций

Геодинамическая обстановка	Ассоциация и ее возраст, млрд лет			
	Анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная	Анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная	Габбро-рапакивигранит-фоидитовая	Рапакивигранит-шошонитовая
Рифтинг в тыловых частях систем внешних палео-, мезопротерозойских аккреционных поясов суперконтинентов как следствие тектонических процессов, происходящих на конвергентных границах литосферных плит	Анортозит-мангерит-гранитная, 1.44—1.43 — Ларами Анортозит-рапакивигранитная, 1.79—1.47 — запад Восточно-Европейской платформы Мангерит-рапакивигранитная, 1.57—1.39 — Санто-Антонио Рапакивигранитная, 1.54—1.31 — Паргуаза			
Рифтинг пассивной континентальной окраины			Бердяушский массив, 1.35	
Постколлизионное растяжение в складчатых поясах: а) гималайский тип	Анортозит-чарнокитовая, 2.62 — Каларский; 0.93—0.92 — Роголанд			
б) шотландский тип				Южно-Сибирский пояс, 1.88—1.84 Плурисериал-Рибейра, 0.62—0.58
Активный рифтинг, обусловленный апвеллингом сублитосферной мантии под растущим суперконтинентом (мантийный плюм)	Анортозит-рапакивигранитная, ~1.70 — Шачанг-Дамайо Рапакивигранитная, 1.76—1.75 — Нуэлтин	Анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная, 1.74—1.70 — Улкан-Джугджурский Рапакивигранит-щелочногранитная, 1.83—1.79 — Мапуэра, Телес-Пайрес		
Совмещение тектонических процессов растяжения в тыловых частях конвергентных границ плит с деятельностью мантийных плюмов	Анортозит-чарнокитовая, 1.16—1.00 — провинция Гренвилл	Анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная, 1.35—1.29 — Найн Мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная, 1.24 — Стрэндж-Лейк Рапакивигранит-щелочногранитная, 1.09—0.97 — Санта-Клара, Молодые Граниты Рондонии, Пайкс-Пик		

плит, а также геохимических и изотопных данных по этим ассоциациям позволил выделить несколько различных типов геодинамических обстановок их формирования (табл. 37). Первые три типа — это зоны внутриплитного рифтинга, обусловленные тектоническими процессами на границах литосферных плит, четвертый тип — зоны активного рифтинга, связанного с деятельностью мантийных плюмов, и последний тип — совмещение геодинамических обстановок первых трех типов с деятельностью мантийных плюмов.

4.1. Рифтинг в тыловых частях систем внешних палео- и мезопротерозойских складчатых поясов суперконтинентов

Бóльшая часть рапакивигранитных комплексов приурочена к системе периферических палео- и мезопротерозойских орогенов. Последние представляют собой систему складчатых поясов длительного развития (~2.0—1.0 млрд лет) двух суперконтинентов — Нена и Атлантика, образованные в ходе глобального палеопротерозойского (1.9—1.8 млрд лет) коллизионного события (Condie, 2002) (рис. 85). В течение мезопротерозойской фазы ни один из них не был настолько велик, чтобы привести к нагреву мантии, достаточному, чтобы вызвать полную фрагментацию литосферы (Lowman, Jarvis, 1996). Эти два суперконтинента были разделены крупной океанской структурой типа Тихого океана, сформированной под действием горячего суперплюма. По границам этого океана и суперконтинентов шло пролонгированное и дискретное формирование внешних орогенов и наращивание континентальной коры за счет роста и слипания многих островных дуг, аккреционных призм и другого «плавучего» материала, такого как отмершие дуги, хребты и океанические плато. Закрытие этого океана под действием холодного суперплюма, который стягивает континенты к единому центру, произошло в ходе гренвиллской орогении. Коллизия в период около 1.0 млрд лет привела к формированию единого суперконтинента Родиния, объединенного глобальным, длительно развивавшимся (~2.0—1.0 млрд лет) орогеническим поясом. Типичными примерами таких орогенов, входящих в систему внешних орогенических поясов, являются субпараллельные складчатые пояса, возникшие в этом возрастном интервале по границам палеоконтинентов Балтика, Лаврентия и Амазония (Karlstrom et al., 2001). Они отличаются значительной шириной и практически не содержат древнего континентального материала (только небольшие аккретированные террейны). Для них характерны умеренные и повышенные мощности коры и большое количество коровых гранитов. Плутоны гранитов рапакиви образуют в таких орогенах гигантские трансконтинентальные полихронные пояса (рис. 85). Наиболее характерны плутоны АМЧРГ-магматической ассоциации, формирование которых имело дискретный характер и охватывало общий возрастной интервал 1.8—1.3 млрд лет. Формирование плутонов этого типа даже в пределах отдельных континентов происходило в широком возрастном диапазоне (сотни миллионов лет). Возрастной интервал между завершающей складчатостью во вмещающих породах и внедрением плутонов может варьировать от 100 до 400, чаще до 150—250 млн лет, что в целом характерно для анорогенного магматизма (Condie, 1991; Windley, 1993). В то же время прослеживается возрастная и пространственная корреляция рассматриваемого магматизма и орогенического магматизма в сопредельных активно развивающихся орогенах (Gower, 1996; Åhäll et al., 2000; Ларин, 2003, 2004). На рис. 84 продемонстрирована достаточно четкая корреляция времени формирования этих интрузий и орогенических процессов в системе внешних складчатых поясов.

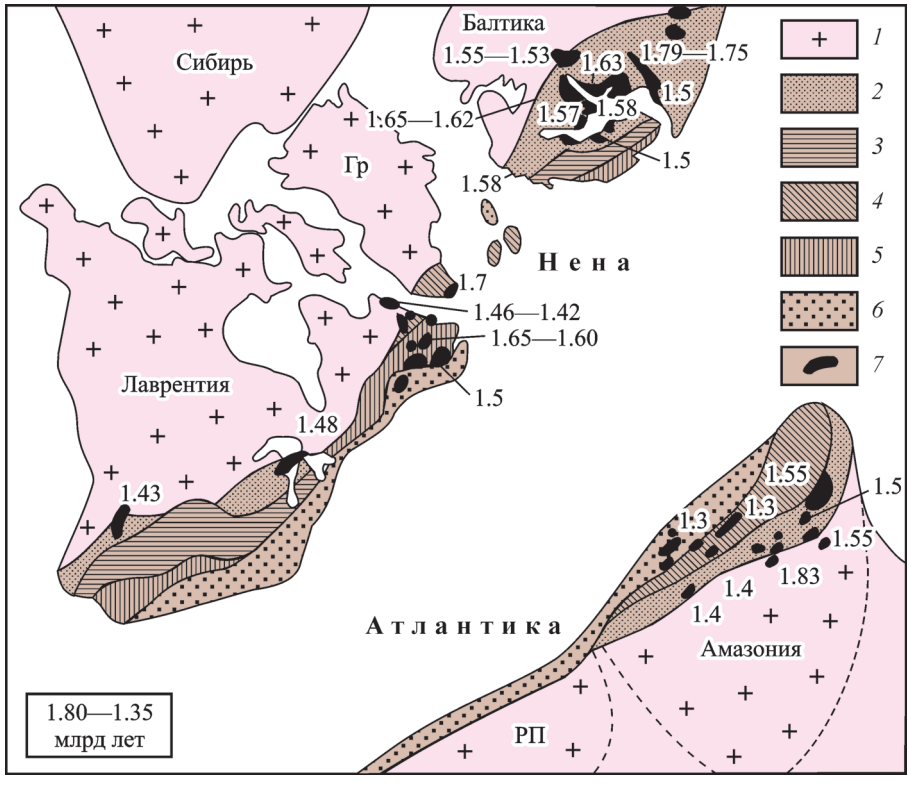


Рис. 85. Тектоническое положение плутонов АМЧРГ-ассоциации в системе палео- и мезопротерозойских периферических складчатых поясов суперконтинентов Нена и Атлантика на период 1.80—1.35 млрд лет. Реконструкция по: Rogers (1996); Karlstrom et al.(2001); Condie (2002), с дополнениями.

1 — архейские кратоны, сцементированные палеопротерозойскими коллизионными складчатыми поясами; *2—6* — периферические складчатые пояса, млрд лет: *2* — 2.0—1.8, *3* — 1.8—1.7, *4* — 1.8—1.5, *5* — 1.7—1.6, *6* — 1.5—1.3; *7* — плутоны гранитов рапакиви и ассоциирующих пород. Континенты (кратоны): Сибирь, Гренландия (Гр), Балтика, Лаврентия, Амазония, Рио-де-Ла-Плата (РП).

4.1.1. Восточно-Европейская платформа

На Восточно-Европейской платформе выделяются три тектонических домена: Фенноскандинавский, Сарматский и Волго-Уральский (Bogdanova, Gorbatschev, 1997). Все анортозит-рапакивигранитные плутоны сосредоточены в пределах первых двух доменов и формировались в возрастном интервале 1.79—1.47 млрд лет. Относительно тектонического положения этих плутонов до недавнего времени существовали две основные модели: анорогенная и посторогенная. Защитники первой модели в качестве основного энергетического источника привлекали термальные купола или горячие точки под Балтикой (Pessonen et al., 1989; Rämö, Haapala, 1995, 1996; Шарков, 2005; Богатиков и др., 2006). Однако эта модель вступает в противоречие с достаточно большой продолжительностью

этого магматизма (~300 млн лет), с его эпизодичностью и возрастной зональностью, наиболее четко выраженной на Балтийском щите и проявляющейся в последовательном его омоложении в направлении с востока на запад (Andersson, 1997; Åhall et al., 2000). Согласно второй модели (Windley, 1993), анортозит-рапакивигранитные плутоны формируются в связи с декомпрессионным плавлением литосферной мантии, которое обусловлено деламинацией переутолщенной литосферы и коллапсом орогена в посторогенную стадию его развития. Однако последняя модель не может объяснить большой временной разрыв между орогенией и внедрением анортозит-рапакивигранитных плутонов, длительность этого магматизма и возрастную его зональность. Последние годы стали развиваться представления о связи анортозит-рапакивигранитного магматизма с тектоническими процессами на конвергентных границах континентальных плит (Åhall et al., 2000; Ларин, 2003, 2004; Планета Земля..., 2004).

Анализируя закономерности распределения в пространстве и времени анортозит-рапакивигранитных плутонов Фенноскандинавского и Сарматского доменов, а также особенности тектонического развития западной части Восточно-Европейской платформы в мезопротерозое, следует обратить внимание на следующие факты.

1. Все массивы локализованы почти исключительно в пределах Свекокарельской складчатой области, где они образуют два гигантских пояса: субмеридиональный и субширотный (см. рис. 4, 9). Первый протягивается вдоль западной границы платформы и границ с более молодыми складчатыми поясами (Трансскандинавским и Готским) более чем на 2500 км — от Украинского щита до Центральной Швеции; второй, Ладожско-Далекарлийский, — почти на 1000 км по южной границе Балтийского щита.

2. Наблюдается корреляция возрастов анортозит-рапакивигранитного магматизма и орогенических событий в обоих доменах. В Сарматском домене заложение орогенических поясов начинается несколько раньше, чем в Фенноскандинавском: 2.1 против 1.97 млрд лет (Claesson et al., 2001), так же как и начало формирования анортозит-рапакивигранитных плутонов: 1.79 млрд лет в первом против 1.65 млрд лет во втором. В Сарматском домене орогеническая деятельность была моноциклической — 2.10—1.97 млрд лет (Глевасский, Каляев, 2000; Claesson et al., 2001) и интервал формирования анортозит-рапакивигранитных плутонов был очень коротким — 1.79—1.74 млрд лет. В полициклически развивавшемся Фенноскандинавском домене (1.97—1.50 млрд лет), включающем три последовательно причлененных к Карельскому кратону орогенических пояса (Свекофеннский, Трансскандинавский и Готский), эти плутоны формировались в существенно более широком возрастном интервале — 1.65—1.47 млрд лет.

3. На основе геохронологических исследований готского орогенного магматизма в Юго-Западной Швеции и Южной Норвегии (Connely et al., 1996; Connely, Åhäll, 1996; Åhäll, Gower, 1997; Andersen et al., 2004) выявлена сложная последовательность готских коробразующих событий между 1.70 и 1.55 (1.50?) млрд лет, включающих последовательные стадии субдукционного магматизма и сопряженных деформаций. В то же время отчетливо устанавливается возрастная корреляция между процессами на конвергентной границе плиты и дискретным внутриплитным анортозит-рапакивигранитным магматизмом (1.65—1.47 млрд лет), которая подразумевает динамическую связь между этими двумя внешне совершенно не связанными типами магматизма (Åhall et al., 2000; Åhall, 2001; Karlstrom et al., 2001; Ларин, 2003, 2008).

Таким образом, вышеприведенные данные указывают на то, что формирование анортозит-рапакивигранитных комплексов во внутренних уже кратонизи-

рованных частях континентальной плиты может быть дистальным отражением тектонических процессов на конвергентных границах плиты. Как справедливо отметил Л. И. Лобковский с соавторами (Лобковский и др., 2004), «генетически во многих случаях внутриплитные явления контролируются процессами на границах плит».

4.1.1.1. Фенноскандинавский домен

Готский орогенический пояс (1.70—1.55 (1.50?) млрд лет) расположен в западной части Фенноскандинавского домена, к западу от Свекокарельского и Трансскандинавского складчатых поясов (см. рис. 9). В орогене выделено три стадии субдукционного магматизма: 1.69—1.65, 1.62—1.58 и 1.56—1.55 млрд лет (Åhall et al., 2000). Некоторые авторы (Andersen et al., 2004) считают, что субдукционный магматизм готского времени продолжался до 1500 млн лет. Субдукционные гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты образуют систему субмеридиональных поясов, протягивающихся параллельно восточной границе этого орогена (рис. 86). Магматизм последней стадии привел к закрытию Готского океана и окончательному соединению Юго-Западного Норвежского микроконтинента с Балтикой (Åhall et al., 2000). Стадийность готского орогенического магматизма лучше всего объясняется прерывистой, последовательно смещающейся на запад субдукцией, обусловленной периодическим заклиниванием субдукционной зоны и аккрецией островных дуг. Остановка каждой стадии субдукции должна сопровождаться изменениями в условиях регионального стресса внутри литосферы как вдоль активной окраины, так и во внутренних ее частях.

Этим трем стадиям субдукционного магматизма в Готском орогене соответствуют по времени три стадии внутриплитного анортозит-рапакивигранитного магматизма (рис. 86). С первой стадией (1.66—1.62 млрд лет) связано внедрение батолитов Юго-Восточной Финляндии (Выборгский массив и его сателлиты, массивы Оббнас и Бодом) и небольших массивов Эстонии. Батолиты этой стадии расположены примерно в 800 км к востоку от зоны развития субдукционных гранитоидов 1-й стадии готской орогении. Анортозит-рапакивигранитные плутоны 2-й стадии (Нордингра, Аландский, Рижский — 1.58—1.56 млрд лет) образуют субмериданальный пояс протяженностью около 900 км, расположенный западнее от предыдущего примерно в 700 км к востоку от зоны развития субдукционных гранитов 2-й стадии. С поздней стадией внутриплитного магматизма (1.55—1.50 млрд лет) связано внедрение сравнительно небольших массивов Центральной Швеции (комплекс Рагунда) и крупного плутона Мозель в южной части Фенноскандинавского домена. Субмериданальный пояс этих плутонов является самым западным поясом анортозит-рапакивигранитных плутонов и протягивается более чем на 1300 км. Он расположен примерно в 500 км к востоку от пояса субдукционных гранитоидов 3-й стадии.

Таким образом, отчетливо фиксируется пространственная и временна́я корреляция субдукционного и внутриплитного магматизма, при этом и тот и другой магматизм последовательно смещаются во времени с востока на запад. Исключение составляет только Салминский батолит, локализованный в зоне крупного разлома, разделяющей две крупные тектонические структуры — Свекокарельскую складчатую область и Карельский кратон. Подобная корреляция, скорее всего, свидетельствует о генетической связи между субдукцией и анортозит-рапакивигранитным магматизмом внутренних (кратонизированных) частей активной континентальной окраины развивающегося орогена. Характерной осо-

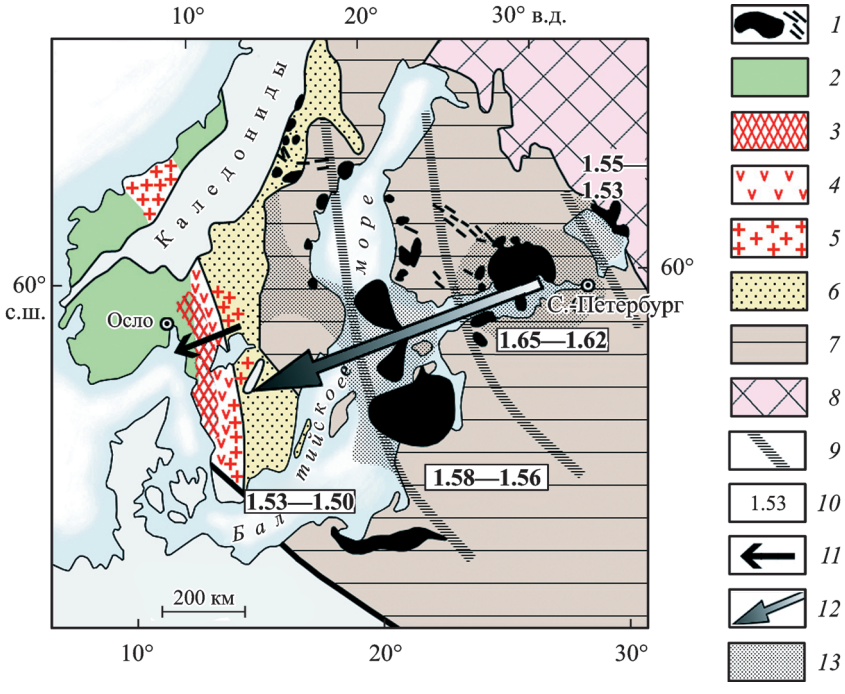


Рис. 86. Схема, иллюстрирующая корреляцию зональности в размещении анортозит-рапакивигранитных магматических комплексов и субдукционного магматизма Готского орогена. По: Åhäll et al. (2000), с изменениями и дополнениями.

1 — анортозит-рапакивигранитные комплексы (1.65—1.50 млрд лет), в том числе в акватории вод Балтийского моря; *2* — Готский ороген; *3—5* — субдукционные магматические комплексы Готского орогена: *3* — третья стадия (1.56—1.55 млрд лет), *4* — вторая стадия (1.62—1.58 млрд лет), *5* — первая стадия (1.69—1.65 млрд лет); *6* — Трансскандинавский орогенический пояс (1.83—1.77 млрд лет); *7* — Свекокарельская складчатая область (1.97—1.85 млрд лет); *8* — Карельский кратон (AR); *9* — границы зон развития различных по возрасту анортозит-рапакивигранитных комплексов; *10* — возраст трех стадий анортозит-рапакивигранитного магматизма; *11* — направление смещения зон субдукции магматизма Готского орогена во времени; *12* — направление смещения анортозит-рапакивигранитного магматизма во времени; *13* — области утоненной континентальной коры (менее 46 км).

бенностью зональности внутриплитного магматизма является последовательное увеличение протяженности зон в направлении с востока на запад, симметричное по отношению к некой осевой линии, вдоль которой расположен Ладожско-Далекарлийский магматический пояс. Последний представляет собой субширотную структуру протяженностью более 700 км и состоящую из цепочки наиболее крупных анортозит-рапакивигранитных плутонов (Салминский, Выборгский, Аландский, Рижский), йотнийских грабенов, выполненных осадочными и вулканогенно-осадочными толщами (1.46 млрд лет) и дайками постйотнийских диабазов (1.26 млрд лет). Интрузии этого пояса располагаются в зоне резко утоненной коры. Граница Мохо вдоль этой линии располагается на глубинах 42—48 км, тогда как к северу и югу от нее мощность коры возрастает до 60 км и более (Korja et al., 1993). Эта субширотная зона явно имеет более древнее заложение и длительную историю существования. Структуры пояса наследуют более

древний также субширотный структурный план, представленный позднесвекофеннскими образованиями, формирование которых происходило в возрастном интервале 1.82—1.76 млрд лет в постколлизионных условиях (Eklund et al., 1998; Väisänen et al., 2000). В Южной Финляндии и Северном Приладожье (Россия) в пределах этой субширотной полосы (рис. 10) прослеживается цепочка небольших интрузий пород шошонитовой серии и более крупных массивов калиевых гранитов S-типа, а также зоны развития HT/LP гранулитового метаморфизма (Eklund et al., 1998). Следует отметить, что низкобарические гранулиты — один из обычных элементов внутриконтинентальных обстановок растяжения (De Yoreo et al., 1991). Возраст гранулитового метаморфизма оценивается в 1824 ± ±5 млн лет (Levin et al., 2005), возраст шошонитового магматизма — интервалом 1815—1770 млн лет (Eklund et al., 1998; Väisänen et al., 2000), а возраст гранитов S-типа — 1814±3 млн лет (Väisänen et al., 2000). Восточнее, на продолжении этой зоны в Карельском кратоне, развиты близкие к ним по возрасту вулканогенно-осадочные и интрузивные образования вепсия, образующие довольно крупные эпикратонные впадины. Возраст силлов габбро-диабазов вепсия оценивается в 1770±12 млн лет (Бибикова и др., 1990). Формирование этих впадин и внедрение базитовых интрузий происходило в условиях растяжения. Еще восточнее, на протяжении этого пояса, в пределах Онежской эпикратонной впадины известны эпигенетические U-V месторождения (Средняя Падма, Космозеро, Царевское) также близкого возраста (1760—1780 млн лет; Билибина и др., 1991). На западе эта зона продолжается на территории Швеции и представлена постколлизионными гранитами района Бергслаген и Стокгольма (1.80—1.75 млрд лет; Åberg, Bjurstedt, 1986; Patchett et al., 1987; Sundbland et al., 1993; Bergman et al., 1995). Возраст, связанный с этими гранитами W-Mo руд, оценивается по данным Re-Os метода по молибдениту в 1807—1781 млн лет (Stein et al., 1996; Sundblad et al., 1996). В пределах этой зоны также проявлен близкий по возрасту позднесвекофеннский HT/LP метаморфизм, достигающий условий гранулитовой фации (Väisänen et al., 2002, 2004).

Анортозит-рапакивигранитные плутоны в масштабах всего Фенноскандинавского домена образуют большой почти равнобедренный треугольник (рис. 86). В одной из его вершин находится Салминский плутон, на границе Свекокарельской складчатой области и Карельского кратона. Две другие вершины расположены в самой молодой (западной) зоне. На Крайнем севере — это мелкие массивы комплекса Рагунда (1526—1520 млн лет), на юге — Мазурский массив (1520—1500 млн лет). Медиана этого треугольника, протягивающаяся в субширотном направлении, отвечает осевой линии Ладожско-Далекарлийского пояса. Таким образом, в размещении плутонов этого типа, по-видимому, действуют два главных фактора контроля. Первый — это субдукционные процессы на активной континентальной окраине Готского океана, второй — разрывные структуры различных порядков. Среди последних наиболее важное значение, по-видимому, имел коллизионный шов, протягивающийся в субширотном направлении вдоль акватории Финского залива. В ходе коллизионного события имело место утолщение мощности коры до 60 км (Korsman et al., 2001). Следующий за этим орогенический коллапс, деламинация литосферы и ее утонения, сопровождался специфическим постколлизионным магматизмом в интервале 1.82—1.76 млрд лет. В Готскую эпоху этот шов представлял собой ослабленную зону с утоненной корой и литосферой, которая и контролировала размещение анортозит-рапакивигранитных плутонов Ладожско-Далекарлийского пояса. По мнению Виндлея (Windley, 1993), деламинация литосферы может приводить к образованию окон, через которые астеносферные плюмы могут впоследствии

«протыкать» литосферу и таким образом обеспечивать теплом верхнюю мантию и нижнюю кору для развития внутриплитных тектонических процессов. Кроме того, постколлизионные процессы непосредственно приводили к дополнительному разогреву верхней мантии и нижней коры, что способствовало в последующий период внутриплитного магматизма (1.66—1.47 млрд лет) более масштабному выплавлению исходных магм гранитов рапакиви в этой зоне. Шовная зона, разделяющая Свекокарельский складчатый пояс и Карельский кратон, являлась непреодолимой преградой для распространания анортозит-рапакивигранитных плутонов на восток. Это обусловлено прежде всего большой мощностью и жесткостью литосферы архейских кратонов, а также малой фертильностью архейской литосферной мантии (DePaolo, Daley, 2000; Farmer, 2003). Что касается пространственной локализации конкретных массивов, то она, скорее всего, определялась структурами более низкого порядка — ослабленными зонами в свекофеннской коре.

Повторяющиеся готские события на конвергентной границе, по-видимому, определяли как время, так и локализацию зон плавления в литосфере и генерации внутриплитных магматических очагов. Возможны два варианта объяснения анортозит-рапакивигранитного магматизма (Åhall et al., 2000). В первом случае конец каждой фазы субдукционного магматизма совпадает с началом внутриплитного магматизма; во втором — эпизоды этого магматизма могли быть связаны с началом субдукционных эпизодов; при этом анортозит-рапакивигранитный магматизм запаздывает по сравнению с началом каждого субдукционого цикла примерно на 30—40 млн лет. Первый вариант более всего соотносится с пассивным растяжением в тыловой части зоны субдукции в связи с взаимодействием плит. Связь между событиями на активной континентальной границе и в удаленных от этой границы внутренних частях кратона может быть обусловлена реорганизацией внутрикратонных литосферных стрессов, когда каждый эпизод блокировки зоны субдукции приводит к ее перескоку на запад. Это возможно либо в случае причленения островной дуги к кратону, либо в случае отката тяжелого субдуцирующего слэба в сторону океана (Лобковский и др., 2004). Чтобы произошел подобный откат, необходимо резко уменьшить скорость субдукции или утяжелить субдуцирующую литосферу (более древняя и более тяжелая). Литосфера находится в напряженном состоянии; особенно это касается краевых частей плит, где идут процессы субдукции. Прекращение субдукции приводит к релаксации этих напряжений с формированием зон растяжений. Пространственное положение этих зон, видимо, определяется расстоянием от зон субдукции и наличием неких ослабленных зон (различных порядков) литосферы (Планета Земля..., 2004). Если принять подобное объяснение, то эти литосферные изменения могли контролировать литосферные растяжения, приводящие к эпизодам внутриплитного анортозит-рапакивигранитного магматизма.

Второй вариант может быть обусловлен подъемом горячего мантийного вещества. Наиболее правдоподобным объяснением этого является модель образования плюмов, спровоцированных процессами субдукции. Как известно, субдуцирующие плиты могут создавать плюмы на уровне двух главных разделов: нижняя—верхняя мантия и ядро—мантия (Campbell, 1998), а также на глубине около 2000 км (Лобковский и др., 2004). В рассматриваемом случае два последних варианта отпадают, так как расстояние от предполагаемой зоны субдукции и соответствующей ей зоны развития внутриплитного магматизма несоизмеримо меньше, чем это было бы при реализации этих вариантов.

Для того чтобы проверить возможность применения модели плюмов, рождающихся на границе верхней и нижней мантии, проведем некоторые вычисления.

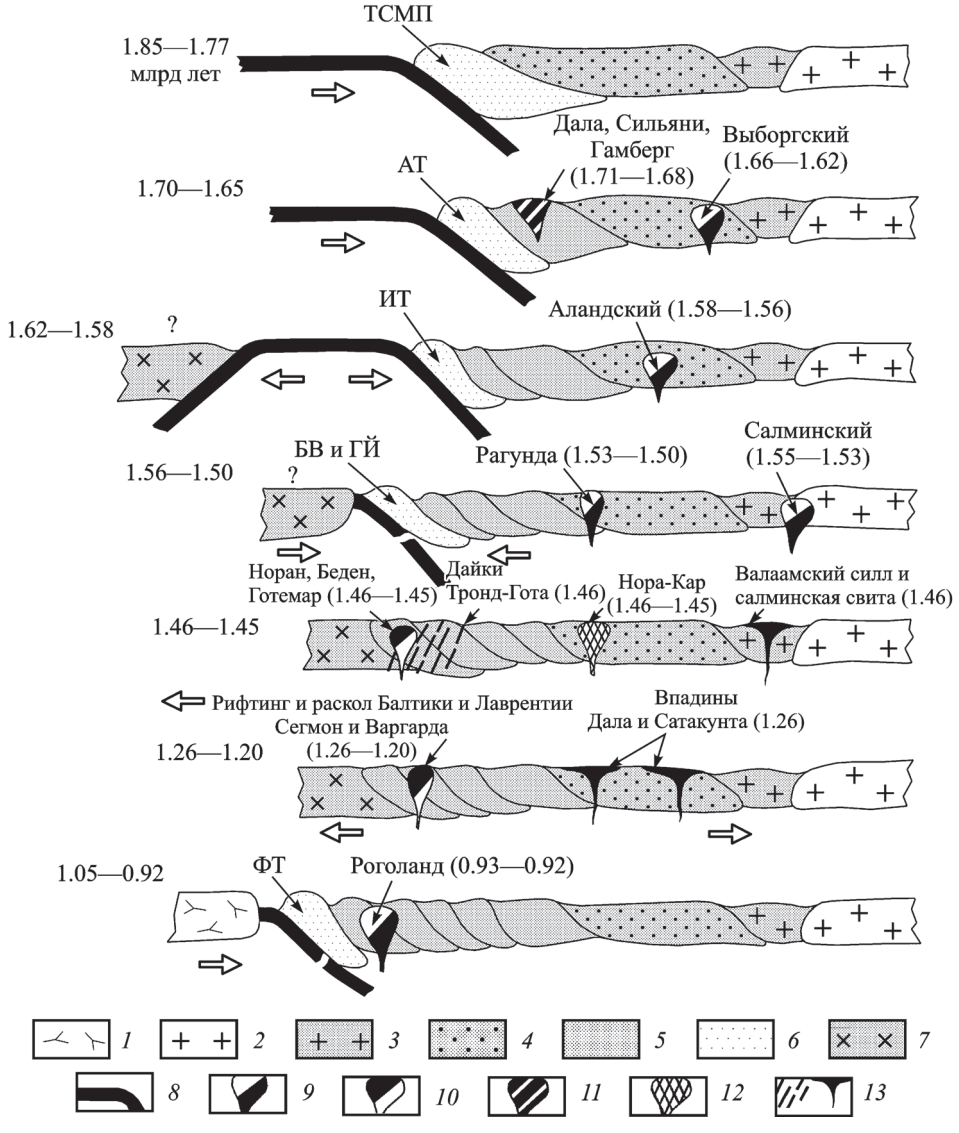


Рис. 87. Гипотетическая схема тектонической эволюции западной части Балтийского щита на период 1.9—1.0 млрд лет. С использованием данных: Connely, Åhäll (1996); Connely et al. (1996); Åhäll et al. (2000); Karlstrom et al. (2001); Bolle et al. (2003); Andersen et al. (2004) и др.

1—2 — архейские кратоны: *1* — Лаврентия; *2* — Карельский; *3—4* — Свекокарельская складчатая область: *3* — Карельская зона (пассивная континентальная окраина), *4* — Свекофеннская зона (область с преимущественно ювенильной корой); *5* — мезопротерозойские орогены, причлененные к древним кратонам; *6* — развивающиеся молодые орогены (магматические дуги и активные континентальные окраины); *7* — гипотетический Южно-Норвежский палео-мезопротерозойский микроконтинент; *8* — океаническая кора; *9—13* — внутриплитные магматические комплексы: *9* — анортозит-рапакивигранитные и анортозит-чарнокитовые, *10* — габбро-сиенит-гранитные, *11* — рапакивиподобные вулканоплутонические, *12* — сиенит-щелочногранит-фоидитовые, *13* — дайки и силы диабазов, покровы базальтов. ТСМП — Трансскандинавский магматический пояс; АТ — Атран-террейн, ИТ — Идефьорд-террейн, БВ и ГЙ — Бингем вулканиты и граниты Йомас; ФТ — Феда-террейн. В скобках — возраст (в млрд лет).

Как уже упоминалось выше, интервал времени между началом субдукции каждой стадии и началом соответствующего внутриплитного магматизма составляет 30—40 млн лет (исключение составляет только Салминский батолит, где эта величина равна 10 млн лет). Время, необходимое для того чтобы, океаническая плита достигла границы раздела нижняя—верхняя мантия (670 км), зависит от угла наклона субдуцируемой плиты и скорости субдукции. Скорость субдукции варьирует от 3—5 см/год в случае «горячей» субдукции (активная континентальная окраина) до 8—10 см/год при «холодной» субдукции (островная дуга) (Добрецов и др., 2001). Для Готской орогенической эпохи был характерен известково-щелочной магматизм преимущественно в условиях активной континентальной окраины (Andersen et al., 2004), что подразумевает относительно пологий угол наклона субдуцируемой плиты (< 45°) и скорость субдукции 3—5 см/год. Расчеты показывают, что при угле субдукции в 30° время достижения океанической плиты раздела 670 км составляет 23—38 млн лет, а расстояние от магматической дуги до проекции на поверхность линии пересечения океанической плитой раздела нижняя—верхняя мантия — 990 км. Если же использовать угол погружения в 45°, то вычисленные величины сократятся до 16—27 млн лет и 570 км соответственно. Временем подъема плюма можно пренебречь, поскольку даже для нижнемантийных плюмов, поднимающихся с глубины 2700 км, эта величина не превышает 5 млн лет (Добрецов и др., 2001). Приведенные данные неплохо соотносятся с реальными значениями интервала времени между началом субдукции каждой стадии и началом соответствующего внутриплитного магматизма, а также расстояния от магматической дуги конкретной стадии и соответсвующей ей зоны проявления внутриплитного магматизма. Попадание относительно холодного субдуцированного вещества океанической литосферы и вещества континентальной литосферной мантии, которое было деламинировано в ходе свекофеннских орогенических событий, в области границы верхняя—нижняя мантия, могло производить мегалиты, как полагал Рингвуд (Ringwood, 1982). Образование слоя мегалита на относительно более нагретой части мантии создает перегрев и дестабилизацию этого мантийного вещества из-за появления препятствия для отдачи тепла. Внедрение субдуцирующей океанической литосферы в эту область в ходе Готских тектонических событий может порождать плюмы во фронтальной части погружающейся плиты. Судя по продолжительности каждой стадии внутриплитного магматизма (20—50 млн лет) и длительности формирования конкретных плутонов (до 50 млн лет), рассматриваемые плюмы не могут быть классифицированы как короткоживущие, длительность жизни которых не превышает 10 млн лет (Никишин, Якубчик, 2002).

Второй вариант является более предпочтительным, потому что анортозит-рапакивигранитный магматизм запаздывает по сравнению с началом каждого субдукционного цикла приблизительно на 30 млн лет. Кроме того, длительная природа базитовой магматической деятельности, связанной с гранитами рапакиви, хорошо согласуется с активным рифтингом, связанным с термальным подъемом астеносферы. Этот внутриплитный магматизм и его связь с субдукционным магматизмом в Готском орогене иллюстрируются гипотетической схемой тектонической эволюции западной части Балтийского щита (рис. 87).

4.1.1.2. Сарматский домен

Несколько иные тектонические условия формирования у анортозит-рапакивигранитных массивов Сарматского домена. Оба массива (Коростеньский

и Корсунь-Новомиргородский) расположены на Украинском щите в пределах палеопротерозойского (2.1—2.0 млрд лет) Оснинско-Микашевичского магматического пояса (см. рис. 8), образованного в условиях активной континентальной окраины (Щербак, Пономаренко, 2000; Claesson et al., 2001). Возраст этих массивов (1.79—1.75 млрд лет) не коррелируется с субдукционными процессами ни в Сарматском, ни в Фенноскандинавском домене, однако соответствует времени их сочленения. В пределах области между Сарматским кратоном и Балтийским щитом амальгамация террейнов в единую палеопротерозойскую кору началась в юго-восточной части области в 1.96 млрд лет (Claesson et al., 2001). Добавка новой ювенильной коры продолжалась постепенно и дискретно в ходе субдукционных процессов, последовательно отступая на северо-запад (рис. 88). Окончательное сочленение этих тектонических доменов наступило около 1.8 млрд лет назад в результате косой коллизии Фенноскандии и Сарматии (Божко и др., 2002; Hölttä et al., 2003; Bogdanova et. al., 2008). Главная палеосутурная зона проходит между Западно- и Восточно-Литовским гранулитовыми блоками (Bogdanova et al., 2001). Коллизионное событие ознаменовалось компрессионным метаморфизмом гранулитовой фации в этих блоках. Несколько позже расположенные юго-восточнее Белорусско-Балтийский и Центрально-Белорусский пояса были вовлечены в постколлизионное растяжение утолщенной коры, которое сопровождалось HT/LP гранулитовым метаморфизмом (1.79—1.77 млрд лет) и бимодальным высококалиевым магматизмом (Claesson et al., 2001). Синхронно во внутренней, уже кратонизированной, части палеопротерозойской складчатой области, на границе с архейским ядром Сарматского кратона происходило внедрение анортозит-рапакивигранитных интрузий (рис. 88). Еще дальше на юго-восток, в глубь Сарматского кратона, в Приазовском блоке архейского возраста в то же время (~1.80 млрд лет) имело место внедрение габбро-сиенит-нефелинсиенитовых интрузий октябрьского комплекса (Загнитко и др., 1993) и небольших тел коровых плюмазитовых гранитов А-типа каменномогильского комплекса (Панов, Панов, 2000). Таким образом, на время 1.80—1.75 млрд лет наблюдается однонаправленная латеральная тектоническая зональность от сутурной зоны, разделяющей эти два тектонических домена, в глубь Сарматского кратона, проявляющаяся в последовательной смене метаморфизма, связанного с собственно коллизионным событием, метаморфизмом и магматизмом постколлизионного растяжения и далее анортозит-рапакивигранитным магматизмом в кратонизированной части палеопротерозойского орогена и, наконец, щелочным магматизмом в жесткой структуре архейского кратона. Конструктивные тектонические процессы в период около 1.8 млрд лет назад на этой территории сменились деструктивными в направлении от сутурной зоны в глубь кратона. Об этом свидетельствуют заложение Овручского палеорифта и внедрение крупных внутриплитных интрузий, прослеживающихся вдоль края Днепрово-Донецкого авлакогена на всем его протяжении (см. рис. 9), заложение которого, вероятно, соответствует этому внутриплитному событию (Глевасский, Каляев, 2000).

Внутриплитный магматизм Украинского щита также может быть объяснен различными механизмами. Во-первых, это может быть пассивное литосферное растяжение во внутренней к тому времени уже кратонизированной части палеопротерозойского складчатого пояса и в жесткой структуре архейского кратона в тыловой части зоны коллизии. На это указывает примерно ортогонально ориентированный к зоне сжатия пояс анортозит-рапакивигранитных, габбро-сиенит-нефелинсиенитовых и гранитных интрузий, а также Днепрово-Донецкого авлакогена и Овручского грабена. Дж. Шенгер и др. (Sengör et al., 1978) показали,

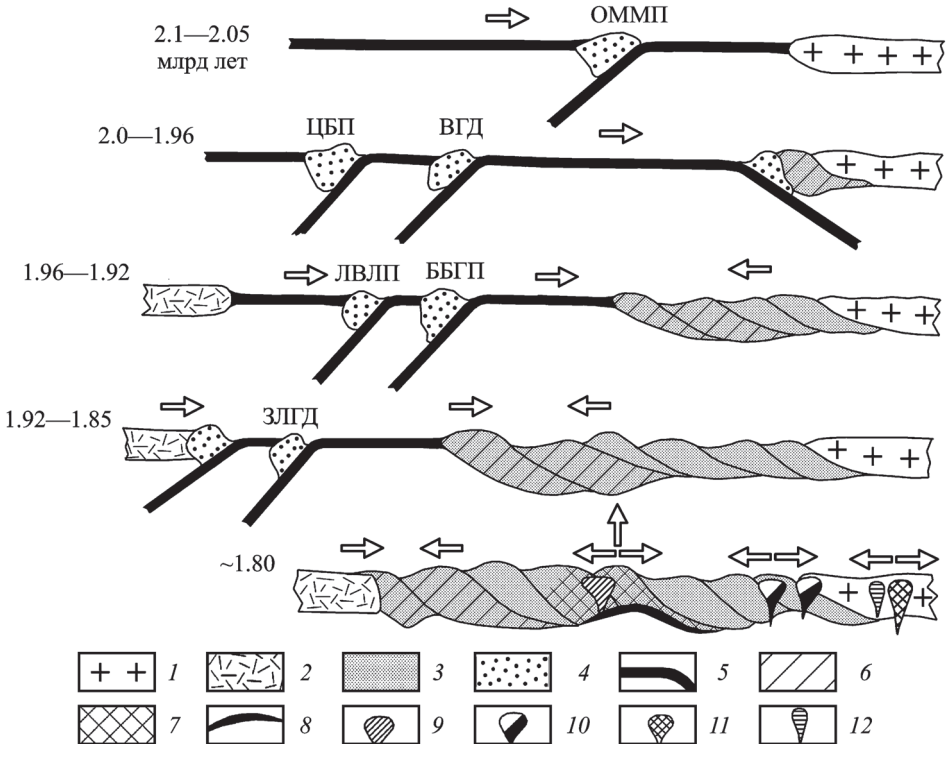


Рис. 88. Гипотетическая схема тектонической эволюции Фенноскандинавского и Сарматского тектонических доменов на период 2.1—1.8 млрд лет. С использрванием данных: Gorbatschev, Bogdanova (1993); Щербак, Пономаренко (2000); Claesson et al. (2001).

1 — архейское ядро Сарматского кратона; *2* — Свекофеннский домен (1.97—1.85 млрд лет); *3* — палеопротерозойские островные дуги, террейны, домены и орогенные пояса; *4* — развивающиеся молодые орогены (магматические дуги и активные континентальные окраины); *5* — океаническая кора; *6* — компрессионный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций; *7* — HT/LP-гранулитовый метаморфизм растяжения; *8* — базитовый андерплейт; *9—12* — внутриплитный магматизм (~ 1.80 млрд лет): *9* — бимодальный магматизм шошонитовой серии, *10* — анортозит-рапакивигранитные плутоны (Коростеньский и Корсунь-Новомиргородский), *11* — щелочные интрузии центрального типа (азовский комплекс), *12* — плюмазитовые граниты каменномогильского комплекса. ББГП — Белорусско-Балтийский гранулитовый пояс; ЦБП — Центрально-Белорусский пояс; ЛВЛП — Латвийско-Восточно-Литовский пояс, ОММП — Оснинско-Микашевичский магматический пояс; ВГД — Витебский гранулитовый домен; ЗЛГД — Западно-Литовский гранулитовый домен.

что грабены-рифты ориентированы примерно вдоль оси максимального сжатия и ортогонально оси растяжения. Связь между событиями в зоне коллизии континентальных плит и в удаленных от этой границы внутренних частях кратона может быть обусловлена реорганизацией внутрикратонных литосферных стрессов. При этом образующиеся структуры растяжения максимально приспосабливаются к ранее существовавшим литосферным неоднородностям.

Во-вторых, внутриплитный магматизм может быть обусловлен апвеллингом горячего мантийного вещества. Наиболее правдоподобным объяснением этого является модель образования вторичных плюмов, спровоцированных процессами коллизии. Возможность формирования таких малоглубинных плюмов обсуждает-

ся в ряде работ (Black, Liegeois, 1993; Maruyama, 1994). Деламинация мантийной литосферы в ходе постколлизионного коллапса орогена вызывает апвеллинг горячей астеносферной мантии с глубин раздела 670 или около 400 км. Взаимодействие вещества этого плюма с литосферной мантией в кратонизированной части орогена, по-видимому, приводит к формированию базальтовых расплавов, их подъему в основание коры, андерплейтингу и формированию исходных магм анортозит-рапакивигранитных комплексов. Как было показано выше для Фенноскандинавского домена, пояса анортозит-рапакивигранитных плутонов располагались на время своего формирования на значительном удалении от конвергентной границы континентальной плиты (500—800 км), а возрастной интервал между завершающей складчатостью во вмещающих породах и внедрением плутонов обычно превышает 150 млн лет. Близкая ситуация наблюдается и в Сарматском домене. На всем его протяжении, от сутурной зоны и до архейского ядра, анортозит-рапакивигранитные плутоны локализованы исключительно в самой древней (2.1—2.0 млрд лет) и наиболее удаленной от сутуры части палеопротерозойского складчатого пояса. Интервал времени между формированием Оснинско-Микашевичского магматического пояса и внедрением в эту структуру анортозит-рапакивигранитных плутонов составляет 300—250 млн лет, а расстояние до сутуры — около 500—600 км.

Таким образом, внедрению анортозит-рапакивигранитных плутонов всегда предшествует стадия кратонизации молодого орогена. И эта стадия всегда превышает возрастной интервал 150 млн лет. То же самое касается и складчатых поясов в южном обрамлении Лаврении и в обрамлении Амазонского кратона.

Близкое тектоническое положение гранитов рапакиви установлено и в Южной Австралии. Граниты рапакиви комплекса Хилтаба (1588—1598 млн лет) и ассоциирующая вулканическая бимодальная серия Голер-Рэндж, локализованные в кратоне Голер, также сформировались не в анорогенной тектонической обстановке (Creaser, 1996). Внедрение этих гранитов происходило совершенно синхронно с коллизионным событием в блоке Брокен-Хилл, расположенном восточнее. В ходе этого события супракрустальные породы комплекса Вильяма блока Брокен-Хилл претерпели интенсивную складчатость и региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации (1600—1595 млн лет), сопровождаемый формированием гранитов S-типа.

4.1.2. Северо-Американская платформа

В тектоническом строении Северо-Американской платформы отчетливо выделяются две главные докембрийские тектонические единицы: Канадский щит, представляющий собой коллаж архейских кратонов, сцементированных палеопротерозойскими (2.0—1.8 млрд лет) коллизионными складчатыми поясами, и внешний аккреционный длительно развивающийся палео-мезопротерозойский орогенный пояс (1.9—1.0 млрд лет), протягивающийся по южному обрамлению щита (Gower, 1996; Rivers, 1997; Karlstrom et al., 2001). Завершение развития этого складчатого пояса произошло в результате коллизии континент—континент (~1.0 млрд лет) в ходе гренвиллской орогении (Hoffman, 1989a, б; Rivers, 1997). В направлении от щита происходит последовательное омоложение орогенов, составляющих этот полициклический пояс: 1.9—1.8 млрд лет — Макковик, Пенокийский; 1.8—1.7 млрд лет — Явапай, Централ-Плэйнс; 1.7—1.6 млрд лет — Лабрадорский, Мазатзал; 1.5—1.4 млрд лет — Пинуорайн (рис. 3, 84). В форми-

ровании этих поясов агрегатированная площадь новой коры до 1500 км шириной и 5000 км протяженностью была образована и объединена главным образом в течение периода 1.9—1.6 млрд лет (Hoffman, 1989б; Windley, 1993), причем более 80% этой коры является ювенильной (Patchett, Arndt, 1986). Крупные плутоны АМЧРГ- и АМРГЩГ-ассоциаций развиты исключительно в палеопротерозойских структурах этого пояса, тяготея к северной его границе, и формировались в возрастном интервале 1.65—1.24 млрд лет (максимум — 1.48—1.30 млрд лет). Наиболее крупное их сосредоточение имеет место в провинции Найн, а также в примыкающей с юга части Гренвиллского пояса. Западнее расположен батолит Вольф-Ривер и еще западнее — комплекс Ларами. До недавнего времени магматизм этого типа также интерпретировался как анорогенный (Anderson, 1983, 1987; Emslie, 1978, 1991; Van Schmus et al., 1996; Frost, Frost, 1997), хотя в настоящее время становится все больше и больше свидетельств о его связи с орогеническими процессами, как субдукционными, так и коллизионными (Gower, 1996; Rivers, 1997). Данный внутриплитный магматизм рассматривается в качестве дистального отражения тектонических событий на конвергентных границах плит.

Рассмотрим сначала тектонические условия формирования плутонов рассматриваемых ассоциаций в провинции Найн и примыкающей части Гренвиллского пояса (рис. 89). В провинции Найн (см. рис. 3, 36) все они приурочены к зоне сочленения архейских кратонов Найн и Рэй, контролируемых субмеридиональной сутурной зоной Торнгэт (1.86—1.74 млрд лет). По мнению американских геологов (Nyman et al., 1994; Gower, 1996; Rivers, 1997; Karlstrom et al., 2001), условия формирования этих плутонов определялись тектонической эволюцией провинции Гренвилл. Наиболее ранние плутоны анортозит-мангерит-гранитного типа (комплекс Мили-Маунтайн, 1.65—1.60 млрд лет), локализованные в северо-восточной части данной провинции, были внедрены в постколлизионный этап Лабрадорской орогении в блок ранней консолидации с долабрадорской корой. Следующий импульс этого магматизма (1.50—1.43 млрд лет) имел более широкий ареал распространения и сопряжен с Пинуорайн-орогенией. Интрузии этого типа присутствуют как на северо-востоке провинции Гренвилл (комплекс Аппер Парадиз-Ривер, 1.50 млрд лет), так и в провинции Найн (интрузии Харп-Лейк, Мичикаму, 1.46—1.42 млрд лет). В провинции Гренвилл с ними также ассоциируют интрузии габбро и дайки диабазов с возрастом 1.46—1.43 млрд лет. В период около 1.51—1.42 млрд лет субдукция осуществлялась под Лаврентию, так что рассматриваемый импульс магматизма происходил в условиях дистального тыловодужного растяжения (Gower, 1996). Следующий наиболее мощный всплеск магматизма — 1.35—1.29 млрд лет, с которым связано формирование анортозит-рапакивигранит-щелочногранитного комплекса в провинции Найн и небольших массивов анортозит-мангерит-гранитного типа в провинции Гренвилл. Этот магматизм связан с фазой литосферного растяжения (~1.46—1.35 млрд лет), представляющего собой продолжение предыдущей фазы тыловодужного растяжения и приведшего к открытию задугового бассейна или небольшого океана в южной части провинции Гренвилл (Gower, 1996). В интервале 1.35—1.23 млрд лет на новой (южной) окраине Лаврентии продолжаются процессы растяжения. Однако с этой эпохой связано изменение типа магматизма — появляется магматизм АМРГЩГ-типа. Вероятнее всего, важную, если не определяющую, роль в генезисе этой ассоциации начинает играть мантийный плюм. Однако более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже. Западнее в пределах Пенокийского орогена расположен батолит Вольф-Ривер (1.48 млрд лет), а еще западнее, в зоне сочленения архейского кратона Вайоминг и орогена

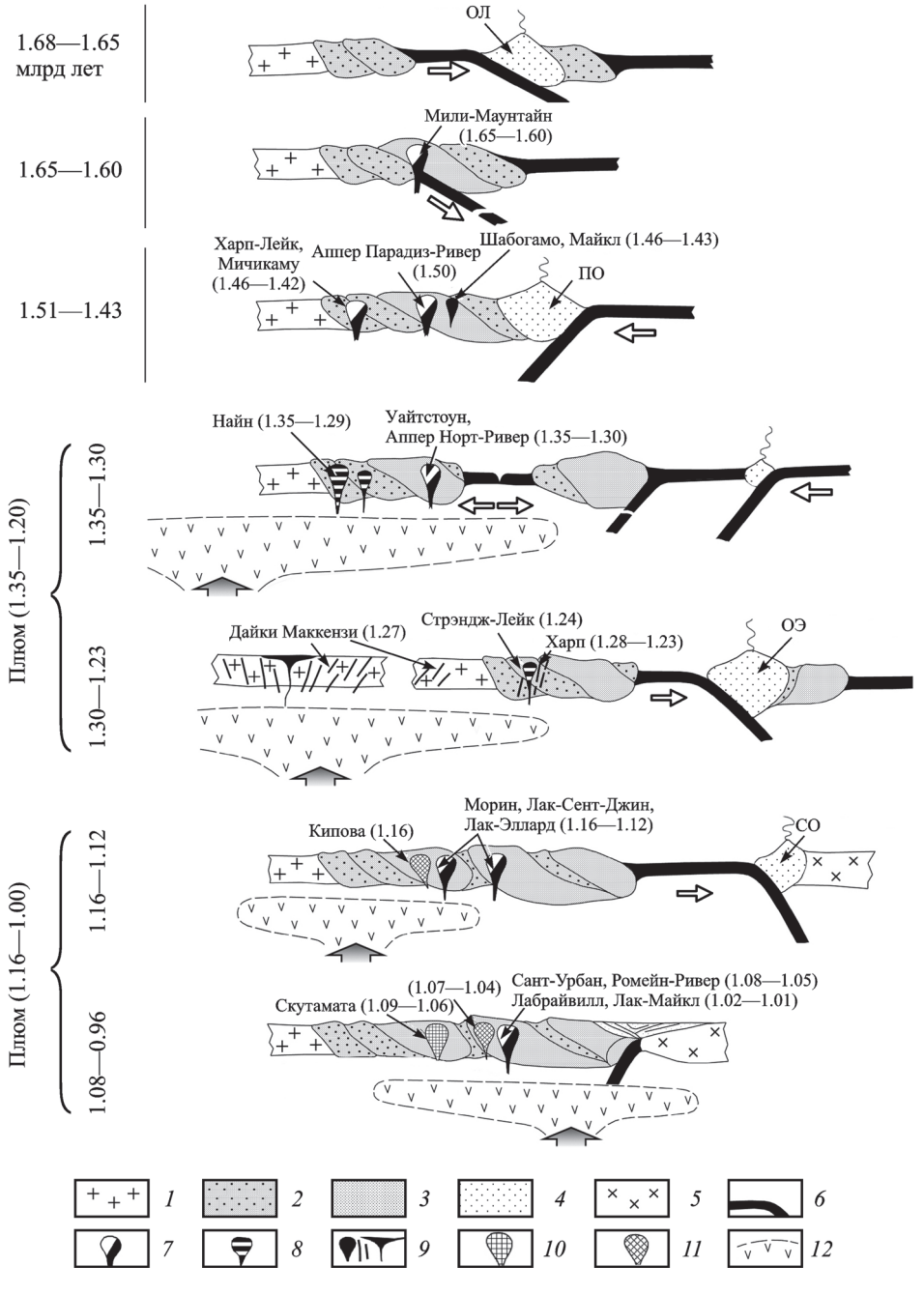


Рис. 89. Гипотетическая схема тектонической эволюции юго-западной части Лаврентии на период 1.7—1.0 млрд лет. С использованием данных: Gower (1996); Rivers (1997); Karlstrom et al. (2001).

1 — архейские кратоны Лаврентии; *2* — палеопротерозойские складчатые пояса Торнгэт и Макковик; *3* — мезопротерозойские орогены, причлененные к древним кратонам; *4* — развивающиеся молодые орогены (магматические дуги и активные континентальные окраины); *5* — Амазонский

Явапай, находится серия плутонов комплекса Ларами (1.43 млрд лет). Кроме этих плутонов АМЧРГ-магматической ассоциации в пределах внешнего складчатого пояса широко проявлен близкий по возрасту, но несколько отличный гранитный магматизм А-типа. В целом в Мидконтиненте США намечается зональность в распределении мезопротерозойских гранитоидов, принимающая направление от Канадского щита (см. рис. 3). «Восстановленные» граниты рапакиви ильменитовой серии локализованы в палеопротерозойских орогенах вдоль границы с Канадским щитом. Для них разница в возрасте между завершением орогении и внедрением плутонов составляет не менее 300 млн лет, а модельный Nd возраст источников составляет 2.3—1.9 млрд лет (Frost et al., 1999, 2002). Южнее, параллельно границе щита прослеживается трансконтинентальный пояс гранитных батолитов на расстояние более чем в 2000 км, от Великих озер до Калифорнии. Среди гранитов также нередки структуры рапакиви (массивы Голд-Батт, Биэр-Боттл-Пасс, Ньюберри, Хуалапаи, Сьерра-Эстелла), однако от «восстановленных» гранитов рапакиви они отличаются более низкой калиевостью и железистостью, более низкими содержаниями HFS-элементов и более высокой фугитивностью кислорода. В этих гранитах присутствуют две группы: низкоглиноземистые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты магнетитовой серии и высокоглиноземистые двуслюдяные граниты (Anderson, Morrison, 2005). Все они развиты в мезопротерозойских орогенических зонах, и разница в возрасте этих гранитов с предшествующим орогенезом невелика, а значения T_{Nd}DM в них варьируют в интервале 2.1—1.4 млрд лет (Van Schmus et al., 1996; Menuge et al., 2002). Еще южнее, между поясом гранитных батолитов и провинцией Гренвилл, находится Гранит-риолитовая провинция (1.47—1.37 млрд лет; Van Schmus et al., 1996). Геохимически эти кислые вулканиты близки к низкоглиноземистым гранитам пояса батолитов, несколько отличаясь повышенным LILE/HFSE и большей деплетированностью по Nb, Ta и Ti. Для них также характерны еще более низкие значения T_{Nd}(DM) ~ 1.6—1.4 млрд лет и первичные значения ε_{Nd} до +5.0, что свидетельствует о коровом протолите, только что отделенном от мантии. Эти риолиты и граниты образуются в задуговых условиях растяжения (Menuge et al., 2002), возможно сопровождаемых отрывом слэба субдуцируемой литосферы и образованием астеносферных окон в связи с Пинуорайн-орогенией (1.53—1.40 млрд лет).

Подобная изотопная и геохимическая зональность позволяет полагать, что расположенные вблизи границы с Канадским щитом плутоны АМЧРГ-ассоциации являются дистальным отражением процессов, проистекавших в то же время на активной континентальной окраине. Что касается трансконтинентального пояса гранитных батолитов, то он занимает промежуточное положение по тектоническим условиям формирования между этими двумя крайними типами. По мнению К. Карлстром и др. (Karlstrom et al., 2001), «хотя в настоящее время эти образования традиционно еще и рассматриваются некоторыми авторами как „анорогенные“, имеются все возрастающие свидетельства для орогенических связей, привлекая как континентальный дужный, так и коллизионный магматизм возрастного интервала 1.5—1.4 млрд лет».

кратон; *6* — океаническая кора; *7—11* — внутриплитные магматические комплексы: *7* — анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитные, *8* — анортозит-рапакивигранит-щелочногранитные, *9* — мафические (расслоенные интрузии, рои даек, базальтовые покровы), *10* — высококалиевые породы шошонитовой серии, *11* — щелочные интрузии Na-серии, *12* — мантийный плюм. Орогены: ОЛ — Лабрадор, ПО — Пиноурайн, ОЗ — Эльзевир, СО — Сунсас.

4.1.3. Амазонский кратон

Амазонский кратон после Восточно-Европейской платформы и Лаврентии является третьей докембрийской областью по степени насыщенности рапакиви-гранитсодержащими магматическими комплексами, образованными в возрастном интервале 1.83—0.97 млрд лет. В геологическом строении кратона выделяется древнее раннедокембрийское ядро, состоящее из архейских доменов (> 2.5 млрд лет), окруженных и сцементированных наиболее ранней (2.2—1.9 млрд лет) генерацией коллизионных складчатых поясов (Марони—Итакайнус). Юго-западная часть Амазонского кратона представляет собой мультиорогенический регион, сформированный в интервале между 2.0 и 1.0 млрд лет (см. рис. 21). В этой части кратона ювенильные магматические дуги последовательно причленялись к древней континентальной границе, создавая зональную поясовую структуру юго-западной границы Амазонского кратона, так же как и в западной части Восточно-Европейской платформы и южной части Лаврентии. В направлении от древнего ядра кратона выделяются четыре орогенических пояса (провинции): 2.04—1.90 млрд лет — Вентури—Тапайос; 1.80—1.55 млрд лет — Рио-Негро—Журена; 1.50—1.34 млрд лет — Рондониа—Сан-Игнасио; 1.24—1.00 млрд лет — Сунсас—Агуапи (Teixeira et al., 1989; Payolla et al., 1998; Geraldes et al., 2001; Santos et al., 2004). Рапакивигранитсодержащие магматические комплексы развиты почти исключительно в пределах этого складчатого обрамления. Бóльшая их часть принадлежит к АМЧРГ-магматической ассоциации, однако преобладают комплексы мангерит-рапакивигранитного и рапакивигранитного типов. Кроме того, наиболее древние граниты (комплекс Мапуэра — 1.83—1.82 млрд лет) и наиболее молодые (Санта-Клара и Молодые Граниты Рондонии — 1.08—1.07 и 0.99—0.97 млрд лет соответственно) относятся к рапакивигранит-щелочногранитной группе АМРГЩГ-ассоциации. Возрастные интервалы между внедрением массивов гранитов рапакиви и корообразующими событиями во вмещающих орогенических поясах варьируют от 150 до 550 млн лет.

Анализ закономерностей размещения рапакивигранитсодержащих и орогенических комплексов показывает пространственную и временну́ю корреляцию субдукционного и внутриплитного магматизма (рис. 21, 84), при этом и тот и другой магматизм последовательно смещаются во времени с северо-востока на юго-запад. Подобная корреляция, так же как и в Лавразийской группе кратонов, скорее всего, свидетельствует о генетической связи между событиями на конвергентных границах плит и магматизмом внутренних (кратонизированных) частей развивающихся орогенов. Рис. 90 иллюстрирует тектоническую эволюцию юго-западной части Амазонского кратона, из которой следует, что каждая фаза субдукционного магматизма сопровождалась во внутренних частях полициклического складчатого пояса внедрением гранитов рапакиви в условиях литосферного растяжения. По мнению Жеральдес и др. (Geralges et al., 2004), возрастная связь между орогеническими поясами и своеобразным континентальным магматизмом в Юго-Западной Амазонии может быть объяснена реорганизацией литосферных стрессов, когда каждый эпизод субдукции последовательно отступал на запад. В то же время два наиболее молодых импульса внедрения гранитов рапакиви — Санта-Клара и Молодые Граниты Рондонии представляют дистальные магматические эффекты Сунсас-Агуапи коллизионного орогена (1.10—1.00 млрд лет) на континентальной коре Рондония—Сан-Игнасио (1.50—1.34 млрд лет). Это событие ознаменовалось также излияниями щелочных базальтов и отложениями внутриконтинентальных рифтовых осадочных пород, отражающих режим растяжения и рифтинг, связанный с финальной стадией Сунсас-Агуапи орогенией

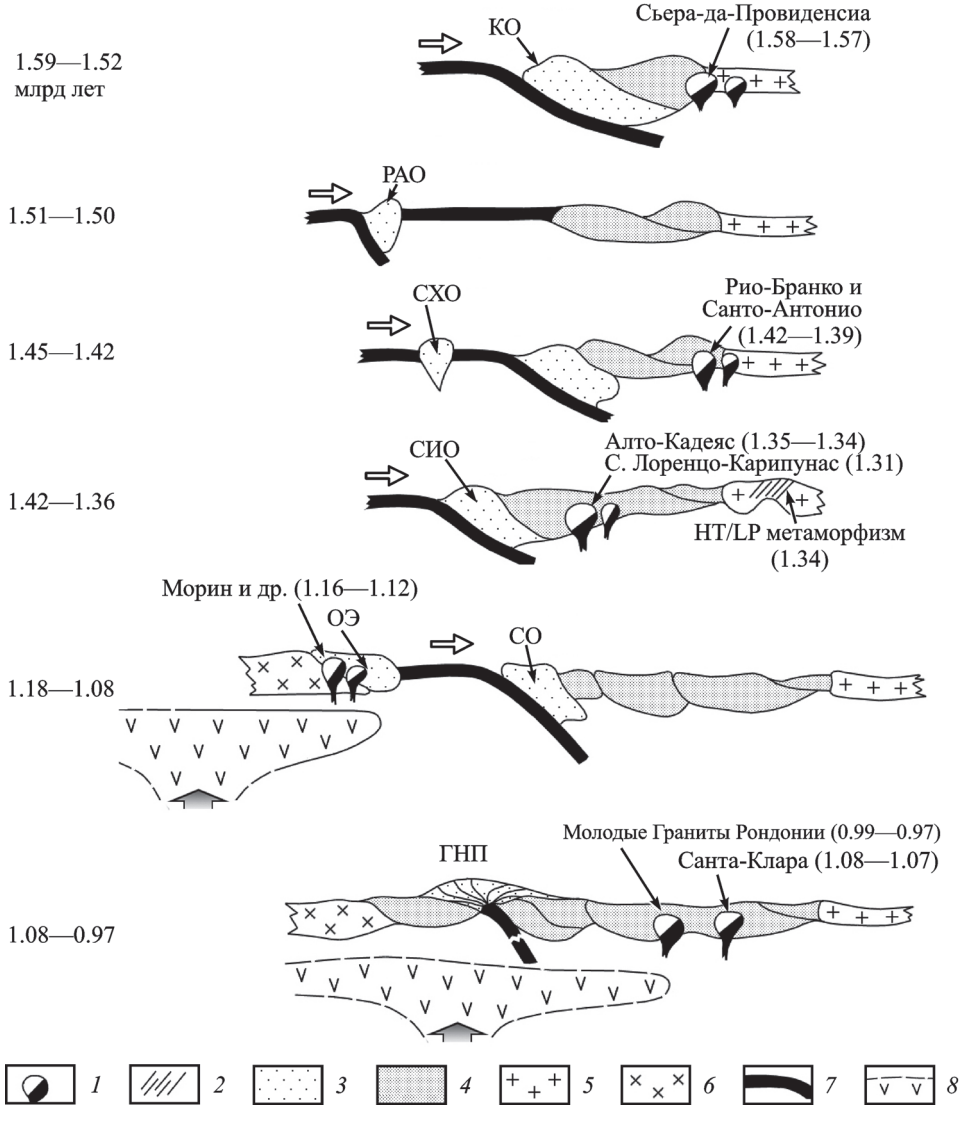


Рис. 90. Гипотетическая схема тектонической эволюции юго-западной части Амазонского кратона на период 1.8—1.0 млрд лет, демонстрирующая корреляцию известково-щелочного магматизма магматических дуг и внутриплитного бимодального магматизма. По: Sadowski, Bettencourt (1996); Geraldes et al. (2004), с изменениями и дополнениями.

1 — бимодальные рапакивигранитсодержащие магматические комплексы; *2* — HT/LP внутриплитный гранулитовый метаморфизм; *3* — развивающиеся молодые орогены (магматические дуги); *4* — «периферические» PR_1-PR_2 аккреционные орогены, причлененные к складчатому поясу Вентуари-Тапайос; *5* — складчатый пояс Вентуари-Тапайос (2.04—1.90 млрд лет); *6* — кратон Супериор (AR—PR_1); *7* — океаническая кора; *8* — мантийный плюм. Орогены: КО — Кагиоринья, РАО — Рио-Алегре, СХО — Санта-Хелена, СИО — Сан-Игнасио, СО — Сунсас, ГНП — Гренвиллский надвиговый пояс.

(Bettencourt et al., 1999). Орогения является следствием коллизии Балтики и Амазонии в гренвиллское время с Лаврентией (Sadowski, Bettencourt, 1996; Geraldes et al., 2001). Щелочной уклон магматизма в Юго-Западной Амазонии, так же как и в Лаврентии, не исключает того, что магматизм этого времени определялся не только постколлизионным растяжением, но и влиянием мантийного плюма. Несколько подробнее об этом будет сказано ниже.

Таким образом, хотя в настоящее время все эти магматические комплексы, включающие в свой состав граниты рапакиви, традиционно рассматриваются некоторыми авторами и как «анорогенные», неуклонно нарастают свидетельства об их связи с орогеническими процессами возрастного интервала 1.8—1.3 млрд лет в глобальной системе внешних аккреционных складчатых поясов, продолжающихся через континенты (рис. 85). Существенным фактором, определяющим формирование гранитов рапакиви, являются предшествующие орогенические события. Важнейшим из них является событие на рубеже около 1.9 млрд лет назад — уникальное по объему корообразования и коропреобразования, а также по «запасам» тепла, привнесенным в литосферу. По мнению Н. Л. Добрецова и соавторов (2001), этот рубеж выделяется как главнейший в истории Земли. По данным Конди (Condie, 1998), эта орогения была одной из наиболее мощно проявленных в истории Земли и сопровождалась самым мощным континентальным корообразованием в постархейское время. Именно этим, судя по всему, определяются гигантские объемы плутонов гранитов рапакиви, развитые в орогенах «свекофеннского» времени. В более молодых орогенах объемы рапакивигранитных плутонов существенно ниже.

Следует также особо отметить важную роль процессов кратонизации литосферы в формировании анортозит-рапакивигранитных и анортозит-мангерит-гранитных комплексов. Напомним, что кратон — это относительно стабильный сегмент континента, который после обретения стабильности в течение длительного времени почти не испытывал деформаций (Борукаев, 1999; Планета Земля..., 2004). Кратонизация осуществляется (Black, Liegeois, 1993) в молодом орогене путем непрерывного роста континентальной мантии либо простым охлаждением за счет вещества астеносферы, либо андерплейтингом значительно более глубинного материала различного состава. В обеих гипотезах (причем одна не исключает другую) утолщение континентальной литосферной мантии (кратонизация) требует спокойных условий в течение нескольких сотен миллионов лет (Karner et al., 1983). Андерплейтинг мафических магм затрагивал и нижнюю кору, что должно было приводить к увеличению ее мощности, изменению состава и высокоградному метаморфизму, усиливающему степень ее дегидратации и восстановленности. С.А. Тычков и соавторы (1998) полагают, что после завершения субдукции вещество мантийного клина (интенсивно метасоматизированного в ходе субдукции) замещается веществом литосферной мантии и структура литосферы консервируется. В то же время, по данным Бонин (Bonin, 2004), литосферная мантия в ходе постколлизионнного периода становится более и более деплетированной и дегидратированной вследствие повторяющихся импульсов генерации водосодержащих мафических магм.

Таким образом, в ходе кратонизации: 1) увеличивается жесткость литосферы; 2) уменьшается доля метасоматизированной в ходе предшествующей субдукции литосферной мантии, обогащенной LILE, деплетированной HFSE и отличающейся повышенной фугитивностью кислорода и воды; 3) усиливается роль литосферной мантии, обогащенной HFSE с пониженной фугитивностью кислорода и воды за счет метасоматизма и магматических инъекций, обусловленных воздействием вещества сублитосферной мантии; 4) увеличиваются мощность и мафичность

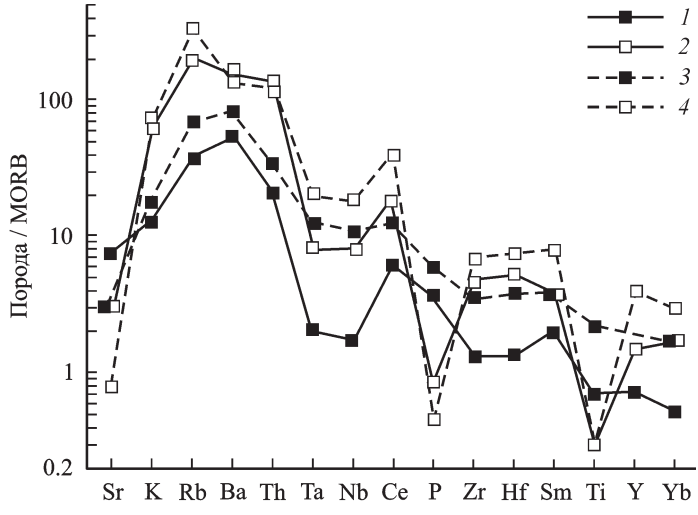


Рис. 91. Спайдерграмма для вулканитов комплекса Дала (1.70—1.68 млрд лет) и дайкового комплекса Выборгского батолита (1.66—1.63 млрд лет), Балтийский щит (по: Rämö, 1991; The Transscandinavian Igneous…, 2004).

1—2 — вулканиты комплекса Дала: *1* — базальты, *2* — риолиты; *3—4* — дайки Выборгского батолита: *3* — диабазы, *4* — кварц-полевошпатовые порфиры.

нижней коры, усиливается ее дегидратированность и снижается фугитивность кислорода, возрастают содержания HFS-элементов и F за счет базальтового андер- и интерплейтинга.

В этом плане интересно сопоставление кислых и основных вулканитов комплекса Дала (рис. 4, 9) в Центральной Швеции (1.70—1.68 млрд лет; Ahl et al., 1999) с дайками диабазов и порфиров (подводящие каналы бимодальной вулканической серии), связанных с Выборгским батолитом (1.66—1.62 млрд лет). Комплекс Дала, для риолитов и гранитов которого нередки структуры рапакиви и который отвечает высококалиевым и железистым гранитам А-типа, формировался вскоре после завершения субдукции (< 50 млн лет), в условиях литосферного диагонального растяжения, обусловленного правосторонней транспрессией на конечных стадиях формирования Трансскандинавского орогенического пояса (The Transscandinavian…, 2004). Для Выборгского батолита эта разница составляет более 200 млн лет. Геохимические особенности вулканитов Дала, такие как деплетированность HFS-элементами по сравнению с LILE и резко выраженная Nb-Ta отрицательная аномалия, указывают на значительную примесь субдукционного компонента в источниках этих пород (рис. 91). Кислые вулканиты Дала отличаются от гранитов рапакиви и порфиров Выборгского батолита обогащенностью Ba и Sr, деплетированностью Rb, REE и HFS-элементами и более высокими значениями f_{O_2} (The Transscandinavian…, 2004). Геохимические особенности этих пород свидетельствуют о том, что в качестве важного источника базальтов и в немалой мере риолитов комплекса Дала, вероятнее всего, выступает молодая литосферная мантия, метасоматизированная в ходе предшествующего субдукционного процесса, тогда как для Выборгского массива ее место занимает уже кратонизированная литосферная мантия, состав которой изменился в сторону общего обогащения некогерентными элементами, уменьшения LILE/HFSE от-

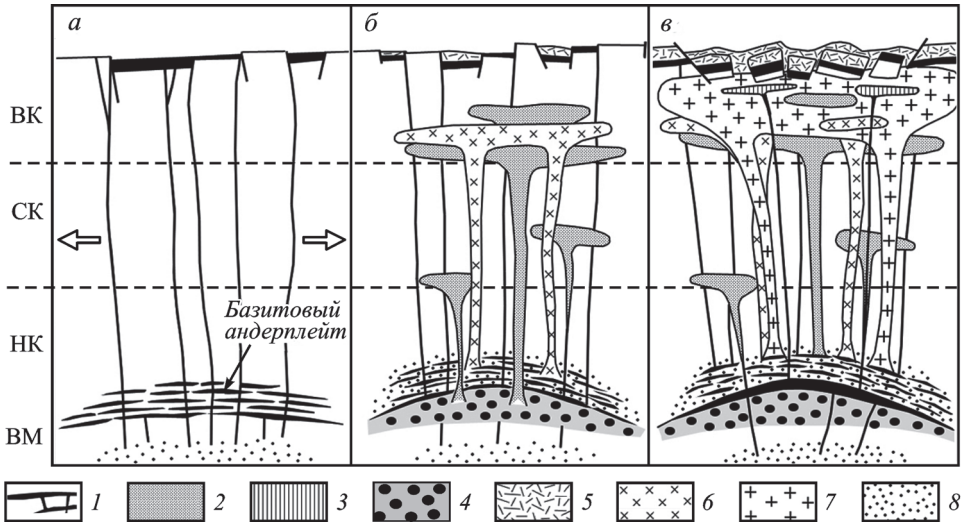


Рис. 92. Гипотетическая модель формирования анортозит-рапакивигранитных магматических комплексов Южной Финляндии и Северного Приладожья. Модель базируется на построениях (Huppert, Sparks, 1988; Rämö, Haapala, 1996), а также на геофизических данных (Elo, Korja, 1993; Korja et al., 1993; Korja, Heikinen,1993).

1 — мафические интрузии, дайки, базальты и расплавы; *2* — габброиды и анортозиты; *3* — поздние высокоглиноземистые габброиды; *4* — мафит-ультрамафитовые кумулаты; *5* — вулканиты кислого состава; *6* — ранние граниты рапакиви (лапееграниты, тирилиты, кварцевые сиениты и др.); *7* — доминирующие типы гранитов рапакиви (выборгиты, питерлиты, биотитовые граниты); *8* — зоны парциального плавления. ВК — верхняя кора, СК — средняя кора, НК — нижняя кора и ВМ — верхняя мантия.

ношения и фугитивности кислорода. Таким образом, кратонизация литосферы представляет собой один из необходимых факторов для формирования анортозит-рапакивигранитных магматических ассоциаций.

В заключение можно предложить некоторую гипотетическую модель формирования магматических комплексов анортозит-рапакивигранитного типа на примере плутонов Южной Финляндии и Северного Приладожья. Литосферное растяжение приводит к адиабатическому апвеллингу горячей мантии, выплавлению расплавов толеитового состава и внедрению их в основание коры (андерплейтинг) с образованием системы субпараллельных силлов (Emslie, 1978; Anderson, Bender, 1989; Ashwall, 1993) (рис. 92, *а*). Частично эти магмы проникают также и в верхние коровые уровни, образуя пояса даек, лавовые покровы и интрузии габброидов. Термальное воздействие базитовых магм приводит к дополнительному разогреву и частичному плавлению вещества нижней коры, которая еще оставалась аномально разогретой после завершения предшествующей свекофеннской орогении. Последующие импульсы базитовых магм и связанный с ними андерплейтинг приводят к формированию магматических очагов вблизи границы М. Дополнительный разогрев вещества андерплейтовой нижней коры в верхних, надкровельных, частях этих магматических очагов инициирует парциальное плавление наиболее дифференцированных пород базитового андерплейта (ферродиоритов и монцонитоидов) и вмещающих гранулитов с образованием

фельзических расплавов (Huppert, Sparks, 1988; Frost et al., 2002). Параллельно происходили фракционирование базитовых магм и сопутствующая ассимиляция корового вещества — горячих реститов мафического состава, оставшихся после выплавления из них фельзических магм (Emslie et al., 1994). В результате этих процессов формировались высокоглиноземистые базальтоидные магмы, родоначальные магмы габбро-анортозитового комплекса и происходило обособление оливинортопироксеновых кумулатов. Кристаллизация большого количества плагиоклаза и его флотация в верхних частях магматических камер приводили к гравитационной неустойчивости и диапирическому всплыванию «анортозитовой каши» в более верхние коровые уровни (Ashwall, 1993; Emslie et al., 1994). Фельзические расплавы, образованные в ходе плавления вещества андерплейтовой нижней коры, могли смешиваться с остаточными после кристаллизации анортозитов расплавами ферродиоритового состава и усваивать по мере своего подъема коровое вещество (рис. 92, *б*). Это не исключает и иного сценария формирования фельзических магм, родоначальных магм гранитов рапакиви, а именно кристаллизационную дифференциацию остаточного ферродиоритового расплава, отделенного от анортозитового кумулата, и формирование монцонитовых магм, которые могли смешиваться с анатектическими нижнекоровыми раславами (Frost et al., 2002). С внедрением в верхнекоровые уровни последовательных порций этих магм связаны формирование батолитов гранитов рапакиви и излияния кислых лав (рис. 92, *в*).

4.2. Рифтинг пассивной континентальной окраины

Этот тип магматизма на настоящее время представлен единственным Бердяушским массивом, отнесенным к ГРГФ-ассоциации, и проявленным в пределах рифейской пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского кратона.

В мезопротерозое, когда активно развивались системы внешних аккреционных орогенов суперматериков Нена и Атлантика, с противоположных их сторон существовали обширные пассивные континентальные окраины. В частности, на противоположной от активной окраины восточной стороне континента Балтика (Южный Урал и Волго-Уральский регион) в рифее—раннем венде существовал крупный Предуральский бассейн на стабильной континентальной коре. По мнению большинства исследователей (Torsvik et al., 1996; Rainbird et al., 1998; Willner et al., 2003), развитие этого региона в это время отвечало режиму пассивной континентальной окраины, краевые части которой, включая батиаль, не сохранились (Пучков, 2000). Никаких орогенических событий в течение всего рифея в восточной ее части не отмечено (Willner et al., 2003). Единственными возмущающими обстоятельствами в жизни этой пассивной окраины были кратковременные импульсы рифтогенеза, проявившиеся дважды: ~1.65 и 1.38—1.35 млрд лет назад (см. рис. 9). Первый имел широкий ареал развития (рассеянный рифтинг), охватывая значительную часть Волго-Уральского региона и западный склон Южного Урала. С этим импульсом (айское время) связан трахибазальт-трахириолитовый вулканизм (Парначев, 1997). Возможно, что кульминацией рифтогенеза этого времени было раскрытие океанского бассейна восточнее Балтики (Никишин и др., 1997). Со вторым импульсом (машакское время) связано формирование линейных, протяженных (до 200 км) зон базальт-риолитового вулканизма на Южном Урале. С вулканитами ассоциируют расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-норитовой формации и рои

даек габбро-диабазового и диабаз-пикритового состава. В отличие от типично континентального вулканизма айского времени вулканизм машакского времени близок к красноморскому (Карстен и др., 1997) и формировался в условиях значительного литосферного растяжения (см. рис. 66, *в*). С этим тектоническим событием связано образование крупных рифтовых бассейнов: вдоль западного края континента — бассейн Торнквиста, вдоль восточного — Тимано-Предуральский (Никишин и др., 1997). Рифейский рифтогенез на Южном Урале, скорее всего, происходил по сценарию пассивного рифтинга. Возможно, что такой рифтинг был обусловлен периодической пропагацией напряжений растяжения при многофазном продвижении оси спрединга океанической коры в направлении к континенту (Лобковский и др., 2004). Не исключено, что подобный сценарий осложнялся активностью мантийных плюмов (Богатиков и др., 2006). В результате регионального растягивающего напряжения в начале среднего рифея были сформированы цепочки полуграбенов. Апвеллинг астеносферы в ходе литосферного растяжения и последующее декомпрессионное плавление верхней мантии привели к формированию бимодальной вулканической серии, выполняющей полуграбены. На плечах рифтовой системы формируется сложная магматическая система, где магмогенерация осуществляется на различных уровнях глубинности с вовлечением вещества как астеносферной, так и литосферной метасоматизированной мантии, а также континентальной коры, приведшая к становлению Бердяушского массива ГРГФ-ассоциации.

Важно отметить, как изменялся во времени характер внутриплитного рифейского магматизма Южного Урала. В отличие от раннерифейского этапа среднерифейский магматизм отличается существенным снижением роли кислых пород и переходом от континентальных высокожелезистых базальтов, обогащенных щелочами, Ti, P, F и некогерентными элементами, к более примитивным базальтам типа E-MORB, образующимся в обстановке более высокой степени литосферного растяжения. Снижение роли кислых пород коррелируется с увеличением возрастного интервала между завершением орогении и становлением внутриплитной магматической ассоциации. Для Бердяушского массива и вулканитов машакской свиты эта величина превышает 500 млн лет. За столь большой интервал времени нижняя континентальная кора уже достаточно остыла и утратила пластичность, а жесткость литосферы в целом усилилась. Возможность выплавления в таких условиях больших объемов кислых анатектических магм явно ограничена. Это также затрудняет и контаминацию базитовых магм нижнекоровым веществом. Последнее обстоятельство приводит к тому, что анортозиты в данной магматической ассоциации практически исчезают. Роль коровой контаминации в формировании анортозитов неоднократно подчеркивалась многими исследователями (Huppert, Sparks, 1985; Ashwal, 1993; Emslie et al., 1994). Основные породы, судя по изотопным данным, имеют существенно меньшую примесь корового компонента по сравнению с типичными автономными анортозитами АМЧРГ- и АМРГЩГ-ассоциаций.

4.3. Постколлизионное растяжение в складчатых поясах

4.3.1. Постколлизионное растяжение в орогенах гималайского типа

Такие орогенные пояса формируются при фронтальном столкновении двух или более обычно крупных континентальных блоков. Они характеризуются значительно меньшей степенью роста новой ювенильной коры по сравнению с ак-

крецонными орогенами и значительным «укорочением» орогенов за счет надвигообразования и метаморфической переработки. Узкие орогены имеют широко деформированный форланд и хинтерланд, утолщенную кору (до 80—100 км) как результат интенсивного фронтального сжатия с развитием глубинных надвигов и наппов. Характерен гранулитовый метаморфизм высоких давлений. Гранитоидный магматизм имеет локальное развитие.

С орогенами этого типа связаны анортозит-чарнокитовые комплексы АМЧРГ-ассоциации. Как уже выше было сказано, плутоны этого типа являются наиболее «долгоживущими» представителями рассматриваемого внутриплитного магматизма, охватывая возрастной интервал от 2.7 до 0.5 млрд лет. В формировании плутонов этого типа можно выделить несколько импульсов: 2.7—2.6, 1.9—1.8, 1.16—0.93 и 0.60—0.55 млрд лет. Все эти импульсы имеют глобальный характер и связаны с периодами «сборки» суперконтинентов.

Типичным представителем первого, позднеархейского, импульса магматизма анортозит-чарнокитового типа является каларский комплекс (2.62 млрд лет) Алданского щита. К этой группе, по-видимому, могут быть отнесены интрузии Анабарского щита (2.70 млрд лет) и Кейвского блока Балтийского щита (2.68—2.66 млрд лет), а также батолит Луис-Лейк (2.63 млрд лет) в кратоне Вайоминг. Плутоны этого типа локализованы среди высокоградных метаморфических комплексов и приурочены к разломам, разделяющим крупные геоблоки земной коры. К примеру, массивы каларского комплекса локализованы в зоне сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области, которая представляет собой гигантскую зону тектонического меланжа, включающую серию тектонических блоков, сложенных преимущественно высокобарическими гранулитами и протягивающихся в субширотном направлении более чем на 1000 км. Возрасты внедрения анортозит-чарнокитовых плутонов и предшествующего гранулитового метаморфизма вмещающих пород, 2623 ± 23 и 2627 ± 16 млн лет, соответственно идентичны и не различаются в пределах погрешности (Сальникова и др., 2004; Ларин и др., 2006а). Выделенное в истории геологического развития Джугджуро-Становой складчатой области и зоны ее сочленения с Алданским щитом метаморфическое событие с возрастом 2647 ± 3 млн лет (Ларин и др., 2004) связывается с амальгамацией и последующей коллизией террейнов, ныне представляющих собой позднеархейское гранулитовое основание Джугджуро-Становой складчатой области, с Олёкмо-Алданской континентальной микроплитой (Котов, 2003; Ларин и др., 2004). Разрыв во времени между этим коллизионным событием и становлением массивов каларского комплекса не превышал 30 млн лет. Другими словами, есть все основания полагать, что формирование Каларского комплекса происходило в постколлизионных условиях. Важно также отметить, что в смежной юго-западной краевой части Алданского щита фиксируется несколько близких по времени импульсов коллизионного и постколлизионного гранитоидного магматизма — 2.68—2.60 млрд лет (Котов, 2003). Петрологические и геохимические особенности чарнокитов каларского комплекса однозначно свидетельствуют об их принадлежности к «восстановленным» гранитам типа рапакиви. Таким образом, обнаружение позднеархейских анортозит-чарнокитовых комплексов, совершенно аналогичных более молодым комплексам этого типа, связанным с гренвиллской или панафриканской орогенией, и образующимися в постколлизионных условиях, подтверждает, что и в позднем архее действовал механизм тектоники плит. Коллизия этих микроплит в период 2.7—2.6 млрд лет привела к формированию первого в истории Земли суперконтинента или двух суперконтинентов: Ур и Арктика (Rogers, 1996; The Precambrian Earth…, 2004).

После палеопротерозойской коллизии (~1.9—1.8 млрд лет), когда закрылись малые океанические бассейны, время жизни которых составляло 200—300 млн лет, образовалась сеть коллизионных поясов, спаявших мелкие архейские кратоны. Однако в ходе этого глобального события был образован не единый суперконтинент, а два — Нена и Атлантика (Rogers, 1996; Condie, 2002). С этой эпохой связано формирование мелких и разрозненных плутонов анортозит-чарнокитового типа. Типичный представитель — комплекс островов Лофотен—Вестерален с возрастом 1.80—1.79 млрд лет (Corfu, 2004), массивы которого локализованы в северной части магматического пояса, протягивающегося по северной границе Свекофеннского складчатого пояса и Карельского кратона — от Норвежского моря до Ботнического залива — и трактуемого как постколлизионная структура (Öhlander, Skiöld, 1994). Событие около 1.8 млрд лет сопровождалось деформациями вдоль главных северо-западных разломов, разделяющих эти два крупных тектонических домена. Кинематика разломов и ассоциирующего плутонизма интерпретируется как индикатор режима субширотного «укорачивания» внутри конвергентной системы типа Кордильерской. Анортозит-чарнокитовый плутонизм связан с общим тектоническим воздыманием, которое охватывало весь Свекофеннский ороген в течение финальной стадии консолидации (Corfu, 2004). Кроме анортозит-чарнокитовых плутонов в коллизионных поясах этого времени встречаются габбро-анортозитовые плутоны, также имеющие постколлизионную природу. В Лапландском поясе это массив Васкйоки, возраст внедрения которого — 1906 ± 5 млн лет (Ashwal, 1993) — совпадает с возрастом коллизионного события — 1907 ± 6 млн лет (Глебовицкий, 2000). В южном обрамлении Сибирской платформы — это Кенгуракский плутон в Могочинском гранулитовом поясе с возрастом 1866 ± 6 млн лет (Бучко и др., 2006) при возрасте коллизионного события 1873 ± 3 млн лет (Nutman et al., 1992).

Наиболее мощно проявился магматизм в период 1.16—0.93 млрд лет, связанный с гренвиллской орогенией, которая соответствует завершающей фазе полного цикла Вилсона и приведшая к формированию единого суперконтинента Родиния. Завершающая фаза цикла Вилсона отвечает полной коллизии и окончательному закрытию крупного и долгоживущего океанического бассейна (Лобковский и др., 2004). Именно с этим периодом сопряжено формирование гигантских трансконтинентальных поясов интрузий анортозит-чарнокитового и габбро-анортозитового состава, крупнейшим из которых является пояс в Гренвиллском орогене, протягивающийся более чем на 4000 км (см. рис. 3). По-видимому, это связано с тем, что при формировании супреконтинента Родинии сталкивались достаточно крупные континентальные плиты, тогда как в раннем докембрии господствовала тектоника малых плит (Goodwin, 1991) и коллидировали сравнительно небольшие по размерам кратоны. Естественно, что энергия столкновения малых плит была значительно меньше, чем больших континентальных. Кроме того, гренвиллская орогеническая эпоха была одной из наиболее мощно проявленных в истории Земли и сопровождалась вторым по масштабу континентальным корообразованием в постархейское время после карельского (Condie, 1998).

Столкновение суперконтинентов Нена и Атлантика привело к формированию системы орогенических поясов — Гренвилл, Свеконорвежский и Восточно-Гренландский в Нене и Сунсас в Атлантике. Именно к ним и приурочены пояса анортозит-чарнокитовых плутонов (рис. 93, *б*). Окраины континентов, которые подверглись коллизии, представляли собой систему длительно развивавшихся (2.0—1.3 млрд лет) внешних аккреционных орогенов. Столкновение древнего суперконтинента Ур с Восточной Антарктикой в это же время также привело

к формированию системы коллизионных орогенов, продолжающих Гренвиллский пояс Лаврентии (Karlstrom et al., 2001). В Австралии это пояса Элбани—Фрезер и Масгрейв, в Индии — Восточные Гаты, пояс Лурио в Восточной Африке и пояс Намаквaленд в Южной Африке, Мадагаскар. Для этих континентов в зоне столкновения чаще находятся древние кратонические образования архейского или эбурнейского времени, и только в поясе Восточные Гаты и в Австралии фиксируются догренвиллские орогены мезопротерозойского времени (Kovach et al., 2001). Для коллизионных орогенов такого типа более характерны интрузии габбро-анортозитового, чем анортозит-чарнокитового состава (рис. 93, *б*). Последние типичны для полициклических орогенов, например для пояса Восточные Гаты.

Гренвиллский ороген, вмещающий наиболее крупный пояс анортозит-чарнокитовых интрузий, был сформирован в результате двух циклов контракции, растяжения и внутриплитного магматизма (Corrigan, Hanmer, 1997; McLelland et al., 1996; Rivers, 1997) (рис. 89). Первый цикл включает две стадии. С первой стадией (1190—1160 млн лет) связаны надвигообразование и коровое утолщение в результате коллизии — континент-композитные террейны. Последние были амальгамированы в ходе Эльзевирской орогении против юго-восточной окраины Лаврентии (Karlstrom et al., 2001). Коллизия сопровождалась деформациями и высокоградным метаморфизмом. Вторая стадия (1160—1130 млн лет) отвечает коллапсу растяжения. Переутолщенная в ходе коллизии литосфера подверглась деламинации, коллапсу растяжения, внутриплитному магматизму и седиментации. С этой стадией связано внедрение анортозит-чарнокитовых плутонов (Марси, Морин, Лак-Сент-Джин и др.) в Центральном гранулитовом террейне. С этой же стадией связано внедрение небольших тел нефелиновых сиенитов и карбонатитов (Rivers, 1997). Второй цикл также включает в себя две стадии. Первая стадия (1120—1090 млн лет) — возобновление надвигообразования и литосферное утолщение в результате Оттаван пульса Гренвиллской орогении, связанной с коллизией континент—континент, главной коллизией, когда с Лаврентией столкнулся континент Амазония (Hoffman, 1991; Tohver et al., 2004). С этой стадией связаны интенсивные деформации и метаморфизм гранулитовой фации. Вторая стадия — постколлизионное растяжение и внутриплитный магматизм в интервале около 1080—1020 млн лет. Анортозит-чарнокитовые плутоны этой стадии (Сант Урбан, Ромейн-Ривер, Лабрайвилл и др.) локализованы в аллохтонных террейнах. Для них характерен меньший объем анортозитов по сравнению с аналогичными комплексами более ранней группы. Характерна также ассоциация с одновозрастными интрузиями высоко- и ультракалиевых пород (комплекс Скутемата), внедренных в Центральном гранулитовом террейне (Corriveau, Gorton, 1993), что сближает рассматриваемый тип с шошонит-рапакивигранитной ассоциацией транспрессивных орогенов. Магматизм этой стадии был одновременным с эксгумацией Центрального гранулитового террейна в результате тектонической денудации (Corrigan, Hanmer, 1997). Большинство исследователей (Corrigan, Hanmer, 1997; McLelland et al., 1996; Higgins, van Breemen, 1996; Rivers, 1997) подчеркивают значение формирования мощного литосферного корня в течение периода корового сокращения, следующую затем термальную эрозию этого корня, инъекции мантийной магмы и сопутствующее верхнекоровое растяжение. Внедрение анортозит-чарнокитовых плутонов являлось, видимо, следствием деламинации или конвективного удаления литосферного корня и его замещения астеносферной мантией, что вызвало мантийный магматизм, верхнекоровое растяжение и формирование изолированных осадочных бассейнов. Присутствие одновозрастных щелочных пород Na-серии не исключает того, что

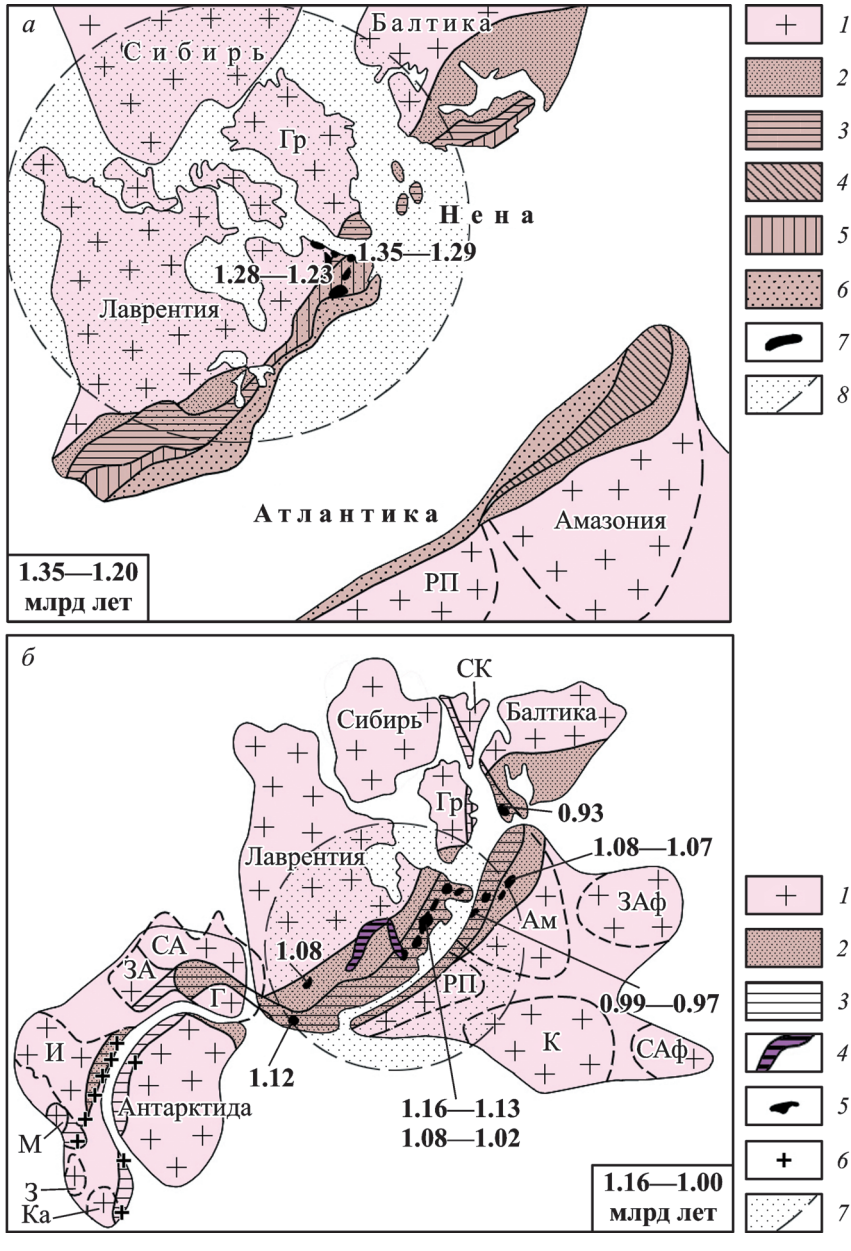


Рис. 93. Тектоническое положение рапакивигранитсодержащих комплексов в суперконтинентах Нена и Атлантика на период ~1.3 млрд лет (*а*) и в суперконтиненте Родиния на период ~1.0 млрд лет (*б*). Положение континентов по: Rogers (1996); Karlstrom et al. (2001); Condie (2002); Payolla et al. (2002), с дополнениями.

а: *1—7* — см. усл. обозн. рис. 85; *8* — предполагаемая проекция суперплюма (1.35—1.20 млрд лет); *б*: *1* — архейские кратоны, сцементированные палеопротерзойскими орогенными поясами; *2* — периферические протерозойские орогены (догренвиллский возраст); *3* — коллизионные орогены гренвиллского возраста; *4* — Мидконтинент-Рифт (1.1 млрд лет); *5* — рапакивигранитсодержащие магматические комплексы; *6* — преимущественно габбро-анортозитовые магматические

магматизм этого времени определялся не только постколлизионным растяжением, но и влиянием мантийного плюма (рис. 93, *б*, 94). Несколько подробнее об этом будет сказано ниже.

На Балтийском щите с данным коллизионным событием связано внедрение анортозит-чарнокитового плутона Роголанд (0.93—0.92 млрд лет) и одновозрастных с ним гранитоидов А-типа в Свеконорвежской зоне (Elliason, Schoberg, 1991; Schärer et al., 1996; Bole et al., 2003; Vander Auwera et al., 2003). Свеконорвежская орогения в Балтике включает досвеконорвежский разрыв между Балтикой и Лаврентией (Karlstrom et al., 2001), сопровождавшийся поворотом Балтики приблизительно на 60° по часовой стрелке и коллизией, вероятно с третьим континентом, — Амазонией (Hoffman, 1991; Gower, 1996). Современные данные свидетельствуют о близости тектонических событий и метаморфизма в Западной Балтике и провинции Гренвилл, но с некоторой асинхронностью. В Балтике конвергенция, приведшая к высокоградному метаморфизму (1.1 млрд лет), сопровождалась впоследствии субдукцией под Балтику в 1.05—1.04 млрд лет. Это привело к столкновению плит с прогрессивным омоложением надвигообразования и метаморфизма в направлении с запада на восток — 1.03—0.97 млрд лет (Johansson et. al., 1998; Bingen et al., 2003). В постколлизионную стадию развития региона (0.96—0.92 млрд лет) внедрился анортозит-чарнокитовый плутон Роголанд и граниты А-типа (комплекс Бохус и др.).

Конец неопротерозоя не привел к формированию единого суперконтинента. В течение венда и начала кембрия происходило замыкание «миниокеанов», образовавшихся в ходе начальных фаз распада Родинии (~800—750 млн лет назад), что привело к смыканию в кембрии Западной и Восточной Гондваны в результате панафриканского орогенеза с образованием нового крупного континентального массива Гондваны (Unrug, 1996). В это же время заканчивалась последняя фаза распада Родинии — фрагментация материков Лавразийской группы (Rogers, 1996). Поэтому в материках Гондванской группы мы видим коллизионные орогены с поясами анортозит-чарнокитовых и габбро-анортозитовых плутонов, а в материках Лавразийской группы они отсутствуют.

Анортозит-чарнокитовый магматизм этого времени проявлен исключительно слабо. В Мозамбикском поясе, представляющем собой наиболее крупный орогенный пояс из системы коллизионных поясов, спаявших Гондвану, к постколлизионным магматическим образованиям с возрастом 565 млн лет отнесены анортозиты, ассоциациирующие с чарнокитами и гранитами рапакиви в Северо-Западном Судане (Küster, Harms, 1998). В Панафриканском орогене Антарктиды (Земля Королевы Мод), являющемся продолжением Мозамбикского пояса, имели место два импульса анортозит-чарнокитового магматизма: комплекс гор Губера (610 млн лет) и Экехёрнер (506 млн лет). Возраст гранулитового метаморфизма, отражающего раннее коллизионное событие, составляет 625 млн лет. Дж. Марки с коллегами (Marki et al., 2004) относят оба комплекса к постколлизионным; коллизия, по их мнению, осуществлялась за счет столкновения Восточной и Западной Гондваны. Значительный возрастной интервал (~100 млн лет), в течение которого осуществлялся анортозит-чарнокитовый магматизм в пределах Мо-

---

комплексы; *7* — предполагаемая проекция суперплюма (1.16—1.00 млрд лет). Континенты: Сибирь, Гренландия (Гр), Балтика, Лаврентия, Северо-Китайский (СК), Рио-де-Ла-Плата (РП), Амазония (Ам), Западно-Африканский (ЗАф), Конго (К), Северо-Африканский (САф), Северо-Автралийский (СА), Западно-Австралийский (ЗА), Голер (Г), Антарктида, Индия (И), Мадагаскар (М), Зимбабве (З), Каапвальский (Ка).

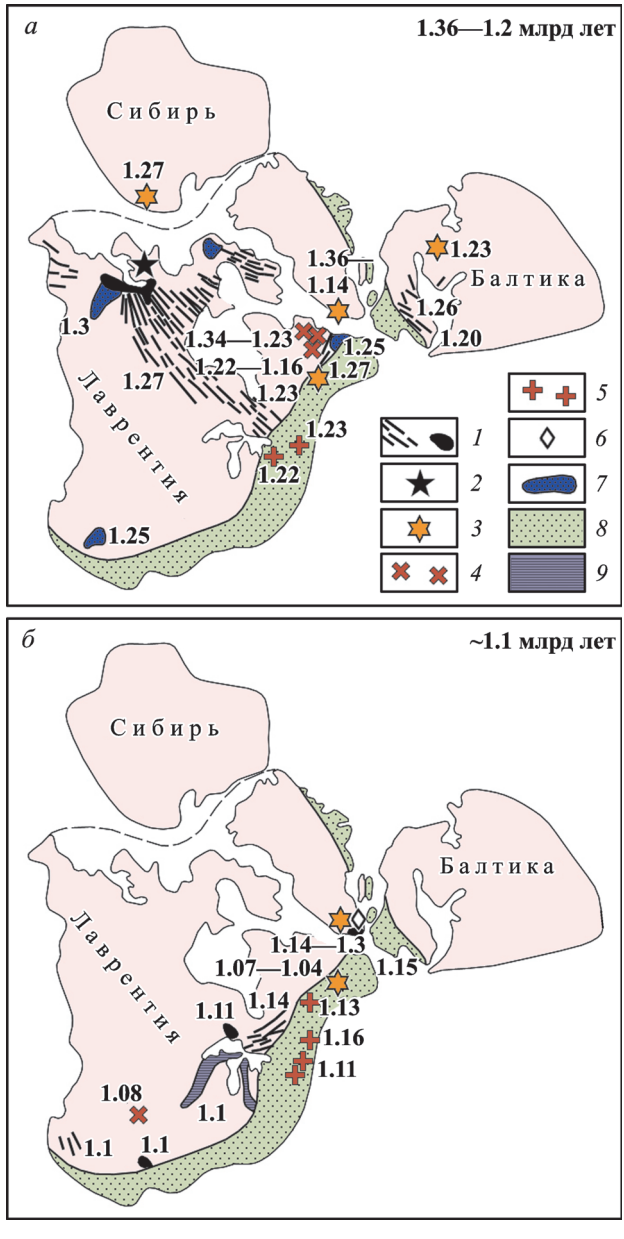


Рис. 94. Проявления внутриплитного магматизма в континентах Лаврентия, Балтика и Сибирь на 1.36—1.2 млрд лет (*а*) и ~ 1.1 млрд лет (*б*). Реконструкция по: Karlstrom et al. (2001); Диденко и др. (2003), с добавлениями и изменениями.

1 — мафические интрузии, дайки, силы и покровы базальтов; *2* — фокус роя даек Маккензи (1.27 млрд лет); *3* — щелочные породы, в том числе лампроиты и карбонатиты; *4* — анортозит-рапакивигранит-щелочногранитные магматические комплексы; *5* — анортозит-чарнокитовые комплексы; *6* — базальты, содержащие ксенолиты/автолиты анортозитов; *7* — эпикратонные впадины с осадочными породами и вулканитами; *8* — Гренвиллский складчатый пояс; *9* — Мидконтинент-Рифт.

замбикского пояса, вероятно, свидетельствует о сложной и длительной истории становления континента Гондвана, окончательно завершившейся около 500 млн лет назад (Rogers, Santosh, 2003).

4.3.2. Постколлизионное растяжение в орогенах шотландского типа

Орогены этого типа образуются при косом столкновении континентальной плиты с микроплитой или серией террейнов. Коровое утолщение в них не такое сильное, как при гималайском типе. Для них характерна реализация процесса коллизии в режиме сдвиговых деформаций, при этом образование крупных сдвигов осуществляется в сочетании с зонами локального растяжения (Добрецов и др., 2001). Коллизионный метаморфизм вмещающих пород редко превышает амфиболитовую фацию. Реже отмечаются проявления HT/LP гранулитового метаморфизма растяжения.

РГШ-магматическая ассоциация связана исключительно с орогенами данного типа. Однако, как уже отмечалось, существует некая связь между ней и анортозит-чарнокитовой ассоциацией, выражающаяся в том, что в анортозит-чарнокитовых плутонических поясах иногда появляются одновозрастные с ними магматические комплексы шошонит-латитовой или ультракалиевой серий и, наоборот — среди образований РГШ-ассоциации изредка встречаются тела анортозитов. По-видимому, это совершенно естественно, так как и между двумя типами выделенных здесь коллизионных орогенов существует целая гамма переходных типов. Геохимические параметры гранитов рапакиви и связанных с ними гранитоидов РГШ-ассоциации отличаются от таковых гранитов рапакиви других ассоциаций бóльшей деплетированностью HFSE и указывают на их посторогенный (постколлизионный) характер (см. раздел 1.4). В целом специфика магматизма этой ассоциации состоит в том, что она включает как палингенные высокоглиноземистые S-граниты корового происхождения, так и высококалиевые и ультракалиевые известково-щелочные комплексы, связанные с орогеническим деплетированным/обогащенным субконтинетальным литосферным источником (Bonin et al., 1998), близким к источнику предшествующих доколлизионных известково-щелочных комплексов.

В настоящее время известны два основных возрастных уровня формирования этой ассоциации, связанные со свекофеннской и панафриканской орогенией. Типичным примером ассоциаций первого возрастного уровня является Южно-Сибирский магматический пояс (Сибирская платформа) и второго — пояса Плурисериал-Рибейра (Бразилия) и Вади-Ховар (Восточная Африка). Рассмотрим более подробно тектоническую позицию подобных магматических поясов на примере Южно-Сибирского пояса (см. рис. 46). Формирование этого пояса происходило в течение короткого возрастного интервала — 1.88—1.84 млн лет на завершающей стадии эволюции палеопротерозойского орогена. Этот процесс иллюстрируется на примере северной части Байкальской складчатой области (рис. 95; табл. 21). Инициальный субдукционный магматизм этого орогена отвечает возрасту 2.02 млрд лет — начало коллизионных процессов — 1.91 млрд лет. Коллизионный метаморфизм адалузит-силлиманитового типа в восточной части орогена сменяется кианит-силлиманитовым при продвижении на запад (Федоровский, 1985), что типично для транспрессионных орогенов. Многочисленные геохронологические данные (Бибикова и др., 1993; Богатиков и др., 1991; Неймарк и др., 1990а, 1990б, 1991, 1993а, 1998; Ларин и др., 2000, 2002, 2004,

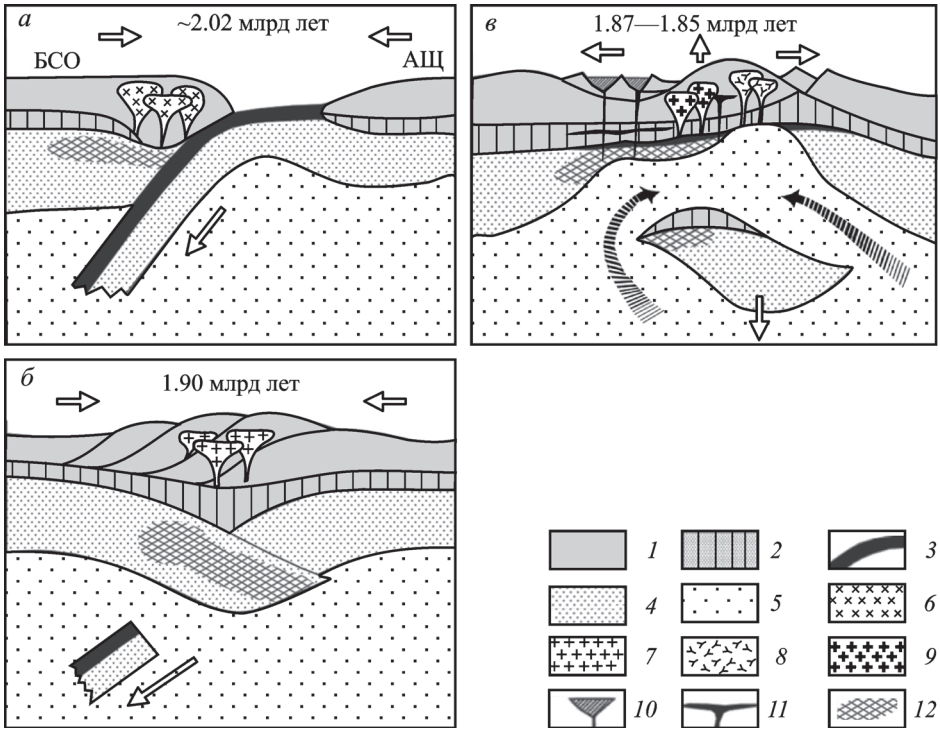


Рис. 95. Гипотетическая геодинамическая модель эволюции северной части Байкальской складчатой области в возрастном интервале от 2.02 до 1.87—1.85 млрд лет.

а — субдукция и мантийный метасоматоз; *б* — региональное сжатие и увеличение мощности литосферы в ходе коллизии плит; *в* — постколлизионное региональное воздымание, коллапс орогена, деламинация литосферы и растяжение. *1—2* — континентальная кора: *1* — верхняя, *2* — нижняя; *3* — океаническая кора; *4* — литосферная мантия; *5* — астеносфера; *6* — субдукционные гранитоиды I-типа (чуйский комплекс); *7* — коллизионные граниты S-типа (ничатский и куандинский комплексы); *8—11* — изверженные образования Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса: *8* — высококалиевые граниты S-типа (чуйско-кодарский комплекс), *9* — граниты A-типа, в том числе и граниты рапакиви приморского комплекса, *10* — магматические породы шошонит-латитовой серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (граниты A-типа), *11* — мафит-ультрамафитовые интрузии чинейского комплекса и базальтовый андерплейт; *12* — зоны проявления мантийного метасоматоза, связанного с субдукцией. БСО — Байкальская складчатая область, АЩ — Алданский щит.

2006б; Левицкий и др., 2002, 2003; Диденко и др., 2003а, 2003б; Донская и др., 2002, 2003, 2005, 2008; Ножкин и др., 2003; Сальникова и др., 2003; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2005) для Южно-Сибирского пояса свидетельствуют о том, что причленение континентальных блоков и террейнов к Сибирскому кратону последовательно осуществлялось с востока на запад. Если в восточной части пояса эти процессы завершились к 1.88—1.87 млрд лет, то в западной части, в пределах Ангаро-Канского блока, они продолжались до 1.84 млрд лет, что дает возможность в первом приближении оценить продолжительность закрытия палеопротерозойского океана и вхождения Сибирского кратона в суперконтинент Нена. Выявленная тенденция однонаправленного изменения возраста постколлизион-

ных магматических и метаморфических образований также типична для транспрессионных орогенов. В центральной части пояса выявлено два сближенных импульса HT/LP метаморфизма растяжения — 1873—1876 и 1862—1865 млрд лет (Aftalion et al., 1991; Сальникова и др., 2003; Poller et al., 2005). В результате постколлизионного коллапсного рифтинга в восточной части Южно-Сибирского пояса был сформирован Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, представляющий собой, вероятнее всего, межгорный бассейн растяжения. В отличие от внутриплитных дистальных (удаленных от конвергентных границ плит) рифтовых трогов для бассейнов этого типа характерны грубообломочные осадочные породы, что свидетельствует о значительном воздымании территории в ходе процессов горообразования (ср. рис. 26, 47). От внутриплитных рифтовых трогов их отличают также специфический шошонит-латитовый магматизм и меньшая степень литосферного растяжения. На это указывает слабое развитие роев базитовых даек.

Коллизия как гималайского, так и шотландского типа сопровождается утолщением коры, следствием чего является изостатическое всплывание орогена, наиболее интенсивное в позднеорогенную стадию. Литосферная мантия при коллизии обычно отслаивается от коры и погружается в астеносферу, иногда увлекая с собой и солидарную с ней по реологическим свойствам расслоенную, насыщенную мафическими силлами и испытавшую эклогитизацию самую нижнюю часть коры (Black R., Liegeois, 1993; Liegeois, 1998; Лобковский и др., 2004). Следствием этого является подъем астеносферной мантии к основанию коры, вызывающий мантийный и коровый магматизм, верхнекоровое растяжение, формирование изолированных осадочных бассейнов и вулканогенно-осадочных рифтогенных трогов. Степень деламинации литосферы в постколлизионную стадию определяется степенью корового утолщения в коллизионную стадию. Естественно, что в орогенах гималайского типа, образующихся при фронтальной коллизии крупных континентальных масс, масштабы деламинации будут значительно выше, чем в транспрессионных орогенах. По-видимому, именно этим и определяются их различия в характере магматизма. В орогенах гималайского типа роль астеносферного источника в магматизме будет значительно выше, чем в транспрессионных орогенах. В последних, где существенная часть литосферной мантии, метасоматизированной в ходе предшествующей субдукционной стадии, сохранилась в ходе деламинации, она могла играть значительно большую роль. В коллизионных орогенах мощный апвеллинг горячей астеносферной мантии, вызванный деламинацией, обусловил плавление верхней мантии и формирование громадных масс базитовых магм. Подъем и андерплейтинг этих магм в основании коры приводили к интенсивным процессам мантийно-корового взаимодействия и фракционной кристаллизации, результатом чего было формирование исходных магм анортозит-чарнокитовых плутонов. Коровой контаминации, необходимой для генерации анортозитов из базальтовой магмы (Emslie et al., 1994), способствовал разогрев нижней коры в ходе предшествующих орогенических событий. Разогретая и пластичная нижняя кора, не способная к хрупким деформациям, создавала барьер для быстрого проникновения базальтовых магм к поверхности и тем самым способствовала более длительному взаимодействию мантийных магм с веществом нижней коры. Формирование в таком большом масштабе трансконтинентальных анортозит-чарнокитовых плутонических поясов именно в конце мезопротерозоя было обусловлено тем, что с гренвиллской орогенией было связано закрытие крупного и долгоживущего океанского бассейна, окруженного длительно развивавшимися аккреционными орогенами. По-видимому, сочетание этих двух факторов — фронтальная коллизия крупных континентальных плит

и длительно развивавшиеся активные континентальные окраины — создали благоприятные условия для формирования анортозит-чарнокитовых плутонических поясов, сшивающих суперконтинент Родинию. Важно отметить, что в коллизионных поясах, где отсутствовал второй фактор, место анортозит-чарнокитовых комплексов нередко занимают габбро-анортозитовые, например в Восточной Африке и Мадагаскаре (Evans et al., 1999) (рис. 93, *б*).

Характерной особенностью этих поясов является поперечная магматическая и метаморфическая зональность. Анортозит-чарнокитовые плутоны обычно располагаются в зоне максимального сингенетичного метаморфизма. Они отличаются низкой фугитивностью кислорода и воды, а также наиболее радиогенным изотопным составом Nd, указывающими на связь с сублитосферным мантийным источником. В то же время для высококалиевых магматических пород этих поясов, расположенных на большем удалении от осевой части пояса, в зонах более низкого метаморфизма, характерны высокая фугитивность кислорода и воды, менее радиогенный изотопный состав Nd, высокие значения LILE/HFSE в породах, указывающие на метасоматизированный литосферный мантийный источник. Такая зональность может быть проиллюстрирована на примере свеконорвежского магматизма Южной Норвегии. Анортозит-чарнокитовый плутон Роголанд (931 млн лет) расположен в зоне HT/LP гранулитового «статического» метаморфизма, связанного с внедрением этого плутона и одновозрастного (930—925 млрд лет) с ним (Bingen, van Breemen, 1998b). Одновозрастные с этим плутоном высокожелезистые и высококалиевые гранитоиды А-типа (Vander Auwera et al., 2003) расположены в зоне более низкого «статического» метаморфизма (амфиболитовая фация) на удалении (до 300 км) от осевой части пояса. Изотопные данные ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = +5.9 до +1.0 и I_{Sr} = 0.7033—0.7060), а также низкая фугитивность кислорода и воды в породах плутона Роголанд (Demaiffe et al., 1986; Menuge, 1988; Bole et al., 2003) указывают, скорее всего, на существенно астеносферный источник. Высококалиевые гранитоиды имеют явно менее радиогенный изотопный состав Nd ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = +2.0 до −4.9), близкие значения I_{Sr} = 0.7027—0.7056 и высокие значения f_{O_2} и f_{H_2O}. Это, а также геохимические особенности пород (высокое значение LILE/HFSE) свидетельствуют, скорее всего, о SCLM-источнике, метасоматизированном в ходе предшествующей субдукции (Vander Auwera et al., 2003; Bogaerts et al., 2003). Вероятнее всего, эта метаморфическая и магматическая зональность отражает уровень подъема горячего астеносферного вещества и степень его участия в магматическом процессе. В осевой части пояса этот подъем был максимальным и сопровождался, по-видимому, максимальной эрозией литосферы или ее деламинацией, тогда как на удалении от нее, в зоне развития высококалиевых гранитоидов, подъем астеносферного вещества был меньше, и в область плавления попадало в значительной мере вещество метасоматизированной литосферной мантии.

Для транспрессионных орогенов, где степень литосферной деламинации была значительно меньше, главным мантийным источником постколлизионного магматизма, как было показано ранее (гл. 3), являются верхние части метасоматизированной супрасубдукционной литосферной мантии и мантийного клина, так же как и во внешних зонах проявления постколлизионного магматизма орогенов гималайского типа.

4.4. Активный рифтинг, обусловленный крупномасштабным апвеллингом мантии под растущими суперконтинентами

Данный тип магматизма, включающий АМРГЩГ- и АМЧРГ-ассоциации, проявился в истории развития Земли всего лишь один раз и ограничен возрастным интервалом 1.83—1.70 млрд лет, будучи связанным с формированием в конце палеопротерозоя двух суперконтинентов: Нена и Атлантика. Первый из них, объединяющий континенты Балтику, Лаврентию, Гренландию, Сибирь и, вероятно, Северный Китай, был окончательно сформирован приблизительно к 1.9 млрд лет, тогда как Атлантика, в состав которой входила Западная Африка и Северо-Восток Южной Америки, была стабилизирована как суперконтинент раньше — около 2.0 млрд лет назад (Ledru et al., 1994; Condie, 1998). Вероятнее всего, именно это и обусловило диахронность рассматриваемого анорогенного магматизма: 1.83—1.79 млрд лет в Атлантике и 1.75—1.70 млрд лет в Нене, поскольку, согласно расчетной модели мантийной конвекции (Трубицин, 2000), примерно через 150—200 млн лет после формирования суперконтинента под ним возникает гигантский восходящий мантийный поток, нижнемантийный суперплюм. По мнению ряда авторов (Лобковский и др., 2004; The Precambrian Earth…, 2004), термальный перегрев верхней мантии суперконтинента из-за отсутствия эффективного способа выноса тепла приводит к разуплотнению и разогреву верхней мантии с возможным подъемом горячих пятен и фазовыми переходами в мантии с положительными объемными эффектами.

В отличие от магматических комплексов АМЧРГ-ассоциации, входящих в систему внешних складчатых поясов, рассматриваемые анорогенные комплексы приурочены к внутренним частям суперконтинентов и даже, будучи пространственно удалены друг от друга на значительные расстояния, находясь в разных кратонах и континентах, формировались синхронно и в достаточно короткие интервалы времени (40—50 млн лет), соизмеримые со временем формирования конкретных магматических комплексов. Чаще всего они приурочены к палеопротерозойским коллизионным складчатым поясам, образованным при закрытии относительно короткоживущих «малых» океанических бассейнов в ходе формирования суперконтинентов.

4.4.1. Суперконтинент Нена

В пределах этого суперконтинента анорогенный магматизм 1.75—1.70 млрд лет отчетливо фиксируется на севере Лаврентии, в южном обрамлении Сибири и в Северном Китае. Согласно современным палинспастическим реконструкциям, положение Лаврентии, Гренландии и Балтики в составе суперконтинента Нена более или менее определенно. Сибирь на большинстве этих реконструкций располагается в непосредственной близости от Лаврентии, причленяясь к северной ее части по своей северо-восточной границе (Rogers, 1996; Rogers, Santosh, 2002, 2003; Condie, 2002). Основанием для подобной конфигурации материков послужили достаточно вольная экстраполяция палеопротерозойского Акитканского складчатого пояса в северо-восточном направлении под платформенным чехлом Сибирской платформы (Condie, Rosen, 1994) и не менее вольная корреляция его с поясом Телон на Канадском щите. В то же время на других реконструкциях, основанных в том числе и на современных палеомагнитных и геохронологических данных (Диденко и др., 2003а, 2003б), Сибирский кратон развернут по сравнению с вышеупомянутой реконструкцией Дж Роджерса на 180°. Сравнительный анализ

современных геологических и геохронологических данных по протерозойским структурам северной части Лаврентии (Hoffman, 1989б; Peterson et al., 2002) и аналогичных по южной части Сибирского кратона (Донская и др., 2002, 2003, 2005; Ножкин и др., 2003; Туркина и др., 2003; Сальникова и др., 2003; Ларин, 2004; Ларин и др., 2000, 2002а, 2002б, 2004, 2006б; Poller et al., 2005), скорее, свидетельствует в пользу последней реконструкции (рис. 23). В южной части провинции Слейв развиты палеопротерозойские эпикратонные впадины типа Атапуску и щелочные граниты Блэчфорд-Лейк, становление которых сопряжено с развитием этих впадин. С этими гранитами связаны уникальные по масштабам редкометалльные месторождения Тор-Лейк. Близкая картина наблюдается и в южном обрамлении Алданского щита, где аналогичные по возрасту впадины удоканского типа прорываются щелочными гранитами катугинского комплекса, вмещающими крупнейшее Ta-Nb месторождение Катугинское. Возраст щелочных гранитов Блэчфорд-Лейк и катугинских практически идентичен: 2.09 млрд лет (Bowring et al., 1984) и 2.07 млрд лет (Ларин и др., 2002б) соответственно. Восточнее, в западной части провинции Черчилл, сутурная зона Сноу-Берд контролирует размещение постколлизионного магматического пояса, включающего высококалиевые гранитоиды Хадсон и ультракалиевые лампрофировые лавы группы Бейкер-Лейк (1.85—1.83 млрд лет), образованные на завершающих стадиях развития Транс-Гудзонского орогена, а также более поздний анорогенный вулканоплутонический комплекс (1.75 млрд лет). Последний включает массивы гранитов рапакиви Нуэлтин и рифтогенные троги, выполненные бимодальной вулканической серией Ритц. Характерно, что в это время (~1.75 млрд лет назад) имела место термальная перестройка K-Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопных систематик некоторых минералов всей западной части провинции Черчилл. Ареал этого термального события значительно шире магматического ареала этого времени (Peterson et al., 2002; Rainbird et al., 2003). С пострифтовой стадией связано образование обширных осадочных бассейнов (1.72 млрд лет), таких как Атабаска или Телон (Rainbird et al., 2003). Формирование этих бассейнов, вероятнее всего, обусловлено остыванием утоненной в ходе предшествующего рифтинга континентальной литосферы. Несколько южнее расположены гигантский силл Фокс-Ривер того же возраста — 1.72 млрд лет — и щелочные граниты комплекса Эден-Лейк с возрастом около 1.71 млрд лет (Halden, Fryer, 1999). Наличие среди вулканитов, ассоциирующих с этим силлом, коматиитов и пикритов (Von Gruenewaldt, Harmer, 1992), а также щелочногранитного магматизма может указывать на плюмовый источник.

Схожая история геологического развития установлена и в южном обрамлении Сибирской платформы (см. рис. 23, *б*). По юго-западной границе платформы протягивается Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс (1.88—1.84 млрд лет). В интервале 1.75—1.70 млрд лет проявлен анорогенный магматизм вдоль структурных швов по южному обрамлению платформы. На юго-западе это интрузивные чарнокиты кузеевского комплекса — 1734 млн лет (Бибикова и др., 2001), мегапорфировые граниты А-типа Таракского массива — 1746 млн лет (Ножкин и др., 2006) в Ангаро-Канской глыбе и А-граниты подпорогского комплекса — 1747 млн лет (Туркина и др., 2003) в Бирюсинской глыбе. В юго-восточной части платформы это Билякчан-Улканский вулкано-плутонический пояс (1.74—1.70 млрд лет). Кроме того, с этим эпизодом сопряжено внедрение роев даек диабазов на Алданском, Анабарском щитах и в Байкальской складчатой области (Гладкогуб и др., 2010). Так же как в провинции Черчилл, здесь имела место термальная перестройка минералов раннедокембрийских пород 1.74—1.70 млрд лет назад (Диденко и др., 2003а;

Зелепугин и др., 2006). Пострифтовые прогибы, выполненные отложениями уянской серии — 1.67 млрд лет (Гурьянов, 2007), близки к осадочным бассейнам типа Атабаска.

Положение Северного Китая менее определенно, однако на большинстве палинспастических реконструкций (Rogers, 1996; Unrug, 1996; Mukherjee, Das, 2002; Condie, 2002) его обычно располагают в непосредственной близости от Сибири.

В Сибирском континенте, как уже было отмечено, анорогенный магматизм 1.75—1.70 млрд лет контролируется системой палеопротерозойских сутурных зон вдоль его южного ограничения. В центральных частях континента этот магматизм неизвестен, однако с этим временем связана реювенация нижней коры. Sm-Nd минеральная изохрона для нижнекорового ксенолита из кимберлита Анабарского щита дает возраст метаморфического преобразования в условиях гранулитовой фации 1.75 млрд лет (Неймарк и др., 1992б). Это может свидетельствовать о том, что в это время во внутриплитных условиях на больших площадях континента имел место подъем горячего мантийного вещества, вероятнее всего, мантийного плюма. Растекание грибообразной шляпы плюма под подошвой литосферы могло осуществляться на громадных площадях, однако только в наиболее ослабленных зонах с утоненной литосферой, под протерозойскими орогеническими поясами могли происходить адиабатический апвеллинг плюмовой мантии и ее декомпрессионное плавление (Тычков и др., 1998; Добрецов и др., 2001). В таких зонах, где литосфера находилась в активном (разогретом) состоянии, происходило интенсивное взаимодействие мантийных плюмов с литосферой, что приводило в результате к образованию локальных магматических центров. Наиболее крупным таким центром является Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс. Пояс протягивается на 750 км по юго-восточному обрамлению Сибирской платформы и сшивает раннедокембрийские структуры Алданского щита, Джугджуро-Становой складчатой области и Охотского массива. В целом для этого пояса, а также тесно с ним ассоциирующими раннерифейскими прогибами намечается трехлучевое строение с центром в узле пересечения Станового шва с Билякчанским и Учурским разломами (см. рис. 25). Тройное сочленение обычно свидетельствует об активном рифтогенезе в связи с деятельностью горячих точек (Burke, Dewey, 1973). В центре расположен улканский вулканоплутонический комплекс, представляющий собой грабен, выполненный бимодальными вулканитами улканской серии и комагматичными гранитами. В северо-восточном направлении от него протягивается Билякчанский грабен, в северо-западном направлении — рой даек диабазов, небольшие массивы гранитов и вулканиты, а также Учуро-Майский прогиб, основание которого сложено нижнерифейской учурской серией. Южный сегмент представляет собой цепочку крупных плутонов анортозитов джугджурского комплекса, становление которых происходило на глубинах ~18—20 км (Богданова, 1984). Подобная асимметрия отчасти связана с тем, что в позднем мезозое в результате коллизии Амурской микроплиты и Северо-Азиатского континента имела место «встречная» коллизия: с поддвигом Алданского щита под Джугджуро-Становой мегаблок с севера и Амурской плиты под Джугджуро-Становой мегаблок с юга (Парфенов, 1984), в результате чего произошло резкое воздымание Джугджуро-Станового мегаблока и его интенсивная денудация, приведшая к вскрытию глубинных частей Билякчан-Улканского пояса.

Формирование Улканской структуры происходило в условиях куполообразования и активного рифтинга, вероятнее всего, под действием мантийного плюма. На это указывает такая последовательность событий в возрастном интервале 1.74—1.67 млрд лет (см. рис. 26, 27): 1) становление анортозитов джугджурского

комплекса и гранитов Южно-Учурского массива; 2) воздымание и выведение этих пород на эрозионный уровень, размыв и формирование механической коры выветривания; 3) пенепленизация территории и отложение зрелых кварцевых песчаников топориканской свиты; 4) воздымание, излияния вулканитов улканской серии с отложением полимиктовых песчаников и граувакк в условиях расчлененного рельефа и становление гранитов Север-Учурского массива в гипабиссальных условиях; 5) размыв и формирование коры выветривания; 6) воздымание, излияния базальтов и отложения незрелых терригенных пород уянской серии.

Геохимические особенности базальтов и щелочных гранитов (см. гл. 1) также указывают на обогащенную, скорее всего плюмовую, природу мантийного источника этих образований. Геохимические данные свидетельствуют также о сложной периодической эволюции подкоровых магматических систем. Например, анализ диаграммы La/Sm—Sm/Yb для основных пород (рис. 66) показывает, что для Улканского района можно выделить три эволюционных ряда, соответствующих трем магматическим импульсам. Два первых завершаются формированием гранитов (первый — субщелочных K-серии, второй — щелочных Na-серии), а последний (редуцированный) представлен наиболее примитивными базальтами. Самый ранний из них отражает формирование исходных магм джугджурского анортозитового комплекса. Существенным отличием пород этого комплекса от более поздних базальтов являются высокие значения La/Sm, указывающие на высокую степень контаминированности этих пород коровым материалом, что согласуется с изотопными данными. Более четко эти ряды проявлены для базальтов улканской и уянской серий, образованных в результате второго и третьего импульсов. Последовательное снижение Sm/Yb в каждом из них отражает увеличение степени парциального плавления и уменьшение глубины плавления во времени при возрастающей степени литосферного растяжения. Снижение Sm/Yb в базальтах обычно связывается с уменьшением роли граната как реститовой фазы в их источнике, поскольку он является стабильной минеральной фазой в мантийном перидотите только с глубин более 75 км (Lassite, DePaolo, 1997).

В заключение можно предложить гипотетическую модель формирования магматических комплексов АМРГЩГ-типа на примере Улкан-Джугджурской структуры (рис. 96). С позиций концепции динамической эволюции плюма можно попытаться объяснить последовательность магматических событий и изменения характера магматизма во времени для Улканского района. На эволюцию плюма при его подъеме влияет реологическая стратификация мантии. Например, при пересечении 660-километровой границы плюм резко ускоряет подъем из-за более низкой вязкости верхней мантии в сравнении с нижней. В результате голова плюма отрывается от его хвоста (Bercovici, Mahoney, 1994). Подход головы плюма к литосфере и ее дальнейшее активное воздымание приводят к декомпрессионному плавлению и формированию громадных объемов базальтовой магмы, давшей в результате процессов мантийно-корового взаимодействия и последующей дифференциации начало анортозитам и гранитам рапакиви (рис. 96, *а*, *б*), формирование которых осуществлялось в рамках модели происхождения анортозит-рапакивигранитных комплексов. Голова плюма обычно представляет собой смесь по крайней мере трех компонентов: плюм, астеносферная и литосферная мантия (Condie, 2001). Со вторым импульсом связан уже подход к литосфере хвоста, несущего в себе существенно плюмовый, более высокотемпературный компонент и являющегося проводником ма-

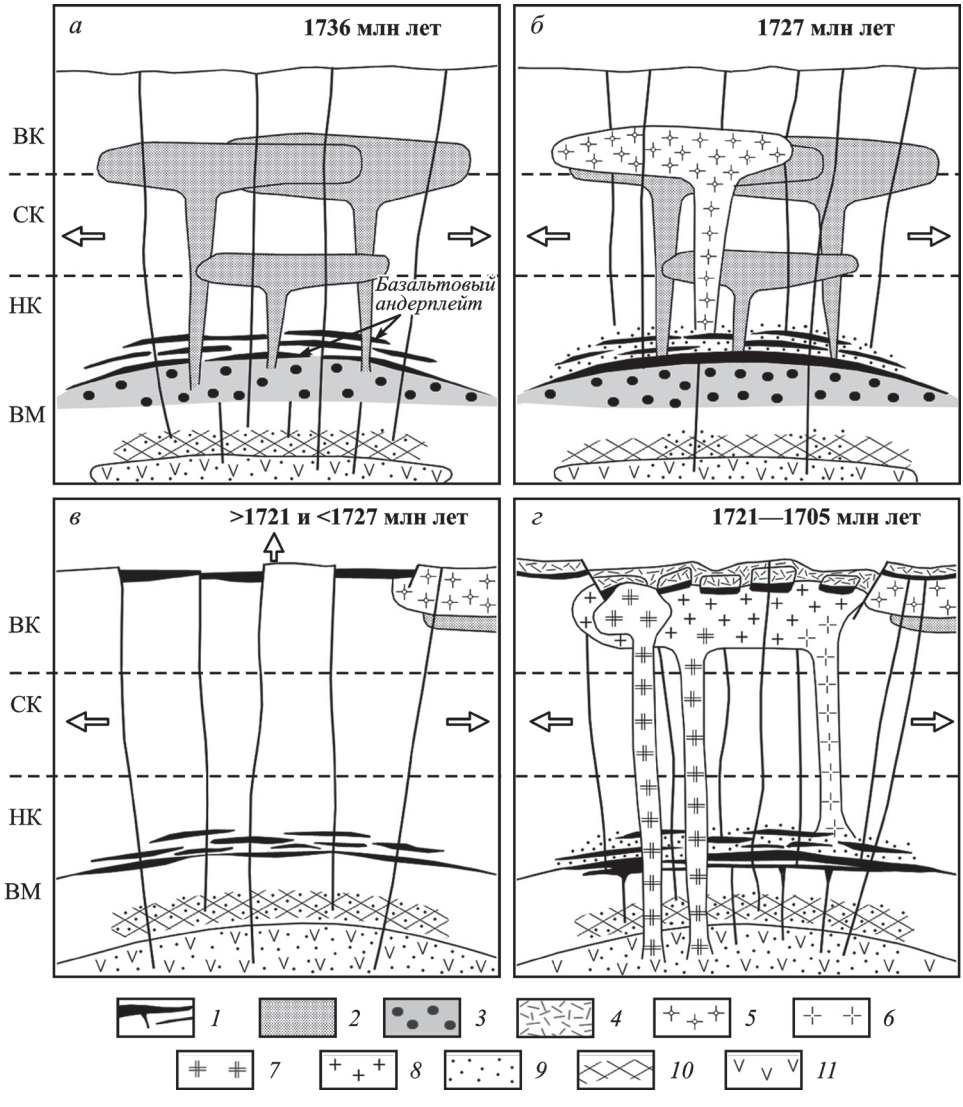


Рис. 96. Гипотетическая модель формирования и внедрения плутонов анортозит-рапакиви-гранит-щелочногранитной магматической ассоциации. На примере Улкан-Джугджурской структуры.

1 — мафические интрузии, дайки, базальты и расплавы; *2* — мафические породы и анортозиты Геранского массива джугджурского комплекса; *3* — мафит-ультрамафитовые кумулаты; *4* — вулканиты преимущественно кислого состава; *5* — граниты рапакиви Южно-Учурского массива; *6—8* — гранитоиды Северо-Учрского массива: *6* — субщелочные граниты, *7* — щелочные граниты, *8* — гиперсольвусные граниты, образованные при смешении расплавов субщелочных и щелочных гранитов; *9* — зоны парциального плавления; *10* — зоны проявления мантийного метасоматоза; *11* — мантийный плюм. ВК — верхняя кора, СК — средняя кора, НК — нижняя кора и ВМ — верхняя мантия.

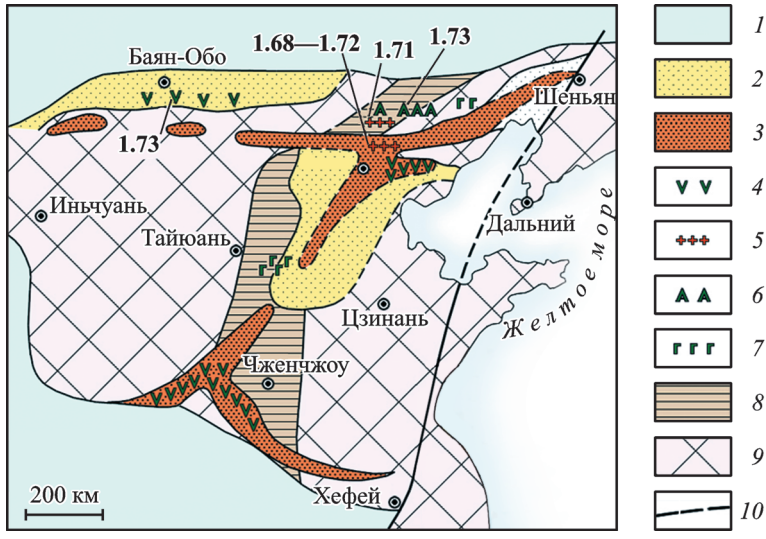


Рис. 97. Схема размещения палеопротерозойских анорогенных гранитов рапакиви, анортозитов и бимодальных вулканитов на Северо-Китайской платформе. По: Songnian L. et al. (2002); Zhai, Liu (2003); Zhang et al. (2007) с дополнениями и упрощениями.

1 — фанерозойские складчатые пояса; *2* — мезопротерозойские авлакогены, краевые рифтовые прогибы и пассивные континентальные окраины; *3—4* — рифты (1.8—1.7 млрд лет): *3* — метаосадочные породы, 4 — вулканиты (базальты и бимодальные комплексы); *5—7* — анорогенные магматические комплексы (~1.7 млрд лет): *5* — граниты рапакиви (комплекс Шачанг), *6* — анортозиты, мангериты и сиениты (комплексы Дамайо и Ланинг), *7* — габброиды; *8* — Транс-Северокитайский коллизионный складчатый пояс (1.9—1.8 млрд лет); *9* — архейские гнейсы, граниты и кристаллосланцы; *10* — разломы; цифры — геохронологические даты.

Рис. 98. Анорогенный магматизм (АМРГЩГ- и АМЧРГ-ассоциаций, а также других внутриплитных гранитов А-типа) суперконтинента Нена на период 1.75—1.70 млрд лет.

териала от источника в плюм (например, Добрецов и др., 2001; Condie, 2001). С этим, вторым, импульсом связано формирование базитовых магм переходного типа повышенной щелочности и их производных — магм щелочногранитного состава (рис. 96, *в*, *г*). Смешение на нижнекоровом уровне одновременно сосуществующих кислых анатектических расплавов K-серии и расплавов щелочногранитного состава Na-серии привело к формированию гранитных магм, давших начало кислым вулканитам и гиперсольвусным субщелочным гранитам Северо-Учурского массива.

В Северо-Китайском кратоне известно несколько небольших массивов гранитов рапакиви (комплекс Шачанг), анортозитов (комплекс Дамайо), бимодальных вулканитов формации Дахонгю и роев диабазовых даек с возрастом около 1.70 млрд лет (Yu et al., 1991; Rämö et al., 1995; Songnian et al., 2002), входящих в палео-мезопротерозойскую Центральную рифтовую систему (авлакоген Яньшан-Тайханьгшан). Эта система расположена в центральной части кратона (рис. 97). Она имеет трехлучевое строение и наложена на Транс-Северокитайский коллизионный пояс (~1.9 млрд лет). Южнее расположена близкая по возрасту рифтовая система Жонгтиао—Ксионг—Ангоу, в которой также явно фиксируется тройное сочленение (Zhai, Liu, 2003). По северной окраине кратона протягивается Лангшан—Баян-Обо рифтовая система, базальты из нижних частей разреза которой имеют возраст 1.73 млрд лет (Songnian et al., 2002). По мнению китайских геологов (Yu et al., 1991; Zhai et al., 2003), анортозит-рапакивигранитный магматизм является анорогенным и связан с деятельностью мантийного плюма.

Таким образом, на этих трех континентах суперконтинента Нена в интервале времени 1.75—1.70 млрд лет проявилось внутриплитное тектоничесое событие, выразившееся в рифтинге, сопровождавшемся излияниями бимодальных вулканитов и становлении плутонов АМРГЩГ- и АМЧРГ-магматических ассоциаций (рис. 98). Этот магматизм имел место спустя 150—200 млн лет после завершения орогенических процессов во вмещающих складчатых структурах. Он также не является дистальным отражением тектонических процессов на конвергентных границах литосферных плит, так как в этот период времени на данных континентах, за исключением Лаврентии, отсутствовали активные континентальные окраины. В Лаврентии эта связь также маловероятна, ибо область развития анорогенного магматизма была слишком удалена от конвергентной границы — более чем на 2500 км. Активный рифтинг на фоне куполообразования, Fe-Ti базальты, промежуточные между лавами щелочной и толеитовой серий с феннеровским трендом дифференциации, присутствие высокотемпературных вулканитов типа коматиитов и пикритов, наличие щелочных гранитов, имеющих мантийный источник OIB-типа — все это указывает на плюмовую природу магматизма. Чрезвычайно близкий тип внутриплитного магматизма, разнесенный в пространстве на многие тысячи километров и проявившийся в очень сжатом временно́м интервале (1.75—1.70 млрд лет), соизмеримом с длительностью формирования конкретной магматической ассоциации, свидетельствует о том, что данный магматизм обусловлен деятельностью короткоживущего мантийного суперплюма, возникшего спустя 150—200 млн лет после формирования суперконтинента.

4.4.2. Суперконтинент Атлантика

Этот суперконтинент образовался приблизительно на 100 млн лет раньше, соответственно и анорогенный магматизм, включающий граниты рапакиви, проявился раньше на 100 млн лет. Причем, проявился он в значительно меньших

масштабах и исключительно в пределах кратона Амазония. Массивы рапакиви-гранит-щелочногранитного типа — комплексы Мапуэра (1.82—1.83) и Телес-Пайрес (1.79 млрд лет) — приурочены к зоне сочленения раннедокембрийского ядра кратона и его складчатого палео- и мезопротерозойского обрамления (см. рис. 21). Что касается тектонического положения этих гранитов, то большинство авторов придерживаются точки зрения об их анорогенной (плюмовой) природе (Dall'Agnol et al., 1999; Costi et al., 2000a; Santos et al., 2004). На это указывает наличие щелочных гранитов комплекса Мапуэра, формирование которых, согласно Nd изотопным данным (Costi et al., 2000б), явно связано с обогащенным мантийным источником и геохимическими особенностями гранитов и диабазов (присутствие OIB-компонента) комплекса Телес-Пайрес (Santos et al., 2004). Внедрение гранитов происходило спустя более 150 млн лет после завершения орогенических процессов.

Существенно меньшие масштабы анорогенного магматизма суперконтинента Атлантика, вероятнее всего, объясняются его значительно меньшими размерами по сравнению с суперконтинентом Нена. В результате термальный перегрев верхней мантии, обусловленный термостатирующим влиянием литосферы, в Атлантике будет меньше; соответственно и масштабы образующегося мантийного плюма будут меньше. Однако мы не можем полностью исключать возможность формирования этих двух комплексов как результата дистального отражения тектонических процессов на конвергентной границе континента. Этот вопрос требует более детальных корреляций с орогеническим магматизмом складчатого пояса Рио-Негро—Журена (1.80—1.55 млрд лет).

Практическая синхронность анорогенного магматизма, разнесенного на тысячи километров, в пределах отдельных кратонов и даже в различных континентах каждого из этих двух суперконтинентов, вероятнее всего, объясняется чрезвычайно быстрым горизонтальным распространением плюмового материала (> 1 м в год) в виде горячей линзы (Saunders et al., 2000) с максимальной декомпрессией вещества под зонами с утоненной литосферой. Приуроченность внутриплитного магматизма к коллизионным палеопротерозойским орогенам обусловлена не только структурным фактором, а именно пониженной мощностью литосферы под этими орогенами (Добрецов и др., 2001), но и термическим, а также реологическим состоянием нижней коры. Как уже выше отмечалось, орогеническое событие, имевшее место около 1.9 млрд лет (и ~2.0 млрд лет в материках Западно-Гондванской группы), было уникальным по «запасам» тепла, привнесенным в литосферу.

В то же время совершенно резонно встает вопрос: почему этот тип внутриплитного анорогенного магматизма проявился в истории развития Земли лишь единожды? Почему он не проявился в периоды формирования архейского суперматерика/супрематериков или Родинии? Разумеется, автор не готов ответить на этот вопрос со всей ответственностью, однако некоторые соображения на сей счет высказать можно и целесообразно. Вероятно, в архее и в первой половине палеопротерозоя общая масса континентальной коры могла быть еще недостаточной, чтобы продуцировать суперконтиненты, достаточно крупные для возникновения под ними восходящих мантийных потоков (Hoffman, 1989a, 1989b). Кроме того, судя по реконструкциям Дж. Роджерса и М. Сантоса (Rogers, Santosh, 2003), в архее не был сформирован единый суперконтинент. Внутриплитный магматизм этого периода, наиболее мощно проявившийся в возрастном интервале 2.5—2.4 млрд лет, имел существенно основной состав. В период существования Родинии ситуация была прямо противоположной. Родиния, по-видимому, оказалась слишком велика, чтобы быть достаточно стабильным сооружением

на то время. Она начала распадаться, толком не закончив своего формирования. На это указывает наличие офиолитов с возрастом около 1.0 млрд лет на юге Сибири (Khain et al., 2002) и в обрамлении платформы Янцзы (Li et al., 2002). К 0.85—0.75 млрд лет она была уже практически полностью дезинтегрирована на сравнительно небольшие континентальные плиты. Кроме того, возможно, что после мезопротерозоя мантия стала более холодной и утратила способность обеспечивать такие крупные эпизоды плавления. На рубеже около 750 млн лет произошло ускорение охлаждения Земли (Maruyama, Liou, 1998).

4.5. Совмещение тектонических процессов растяжения в тыловых частях конвергентных границ плит с деятельностью мантийных плюмов

К данному типу магматизма можно отнести АМЧРГ- и АМРГЩГ-магматические ассоциации, проявившиеся в мезопротерозое на территории двух кратонов — Лаврентии и Амазонии. Характерной особенностью тектонического положения магматических комплексов этой ассоциации является их некоторый дуализм. С одной стороны, — приуроченность к системе внешних палео- и мезопротерозойских периферических складчатых поясов, обрамляющих древние ядра суперконтинентов Нена и Атлантика и близость времени их формирования с тектоническими процессами на конвергентных границах литосферных плит, с другой — пространственная и временна́я связь с магматизмом мантийных плюмов.

С этим периодом на территории Лаврентии устанавливается деятельность двух мантийных плюмов: 1.35—1.20 и 1.16—1.00 млрд лет. Оба, по классификации А. М. Никишина и А. С. Якубчук (2002), относятся к категории долгоживущих. Первый охватывает бóльшую часть Лаврентии, Гренландию, северо-западную часть Балтики и, возможно, Юго-Западную Сибирь (рис. 93, *а*). Большинство авторов (LeCherminante, Heaman, 1989; Gower et al., 1990) выделяют этот плюм по наиболее яркому его проявлению — внедрению крупнейшего радиального роя даек Маккензи (1.27 млрд лет) в Северо-Западной Канаде (рис. 94, *а*). В это же время и там же имели место внедрение расслоенной интрузии Маскокс и излияние платобазальтов Коппермайн-Ривер (LeCherminante, Heaman, 1989; French et al., 2002); в Южной Канаде — рои даек комплексов Найн и Харп (1.28—1.27 млрд лет), комплекса Садбери (1.24 млрд лет), габбро Силл-Лейк и ассоциирующие платобазальты (1.25—1.23 млрд лет) (Romer et al., 1995; Gower, 1996; Rivers, 1997). В пределах Балтики — это рои даек постйотнийских диабазов — 1.25—1.27 млрд лет (Suominen, 1991; Patchett et al., 1994; Söderland et al., 2006) и дайки лампроитов — 1.23 млрд лет (Беляцкий и др., 1997), в Сибири это высококалиевые базиты и лампроиты в Присаянье — 1.27 млрд лет (Секерин и др., 1995) и рои диабазовых даек на востоке Алданского щита — 1.35 млрд лет (Горошко, 2001). Подобная синхронность внутриплитного базитового магматизма явно указывает на его трансконтинентальный характер и на громадные размеры плюма. Однако анализ геохронологических данных по внутриплитному магматизму (рис. 94, *а*) говорит о том, что деятельность этого плюма, скорее всего, охватывала больший интервал времени. В частности, в провинции Гардар (Южная Гренландия) первые два импульса базитового и щелочного магматизма в интервале 1.36—1.29 и 1.28—1.22 млрд лет связываются с деятельностью этого мантийного плюма (Upton et al., 2003). В провинции Найн, в тыловой части внешнего аккреционного палео-мезопротерозойского складчатого пояса, фиксируются два

импульса АМРГЩГ-внутриплитного магматизма: 1.35—1.29 и 1.28—1.23 млрд лет (рис. 94, *а*). С первым импульсом, наиболее мощным, связано внедрение крупных плутонов комплекса Найн (1.35—1.29 млрд лет), со вторым — внедрение массивов Стрэндж-Лейк (1.24 млрд лет) и Оффшоре-Велл (1.27 млрд лет), а также габброидов Силл-Лейк, даек роя Харп и излияния платобазальтов (1.28—1.23 млрд лет). Южнее, в провинции Гренвилл, с первым импульсом сопряжено внедрение анортозит-мангерит-гранитных комплексов Уайтстоун, Ривайре Пинтесоте, Хэвр—Сэнт-Пайре, Аппер-Норт-Ривер и Арроухед-Лейк, со вторым — небольших тел нефелиновых сиенитов (~1.22 млрд лет) и щелочных гранитов Дилоро — 1.24 млрд лет (Gower, 1996; Miller et al., 1997; Rivers, 1997). Последний обусловлен фазой литосферного растяжения, представляющего собой продолжение предыдущей фазы тыловодужного растяжения и приведшего к открытию задугового бассейна или небольшого океана в южной части провинции Гренвилл (Gower, 1996). В интервале 1.35—1.23 млрд лет на новой (южной) окраине Лаврентии существует пассивная окраина, на которой также продолжаются процессы растяжения. Изменение характера магматизма, а именно появление щелочных пород и щелочных гранитов, указывает, что важную, если не определяющую, роль в магматизме этого периода начинает играть мантийный плюм. На плюмовый источник указывают также геохимические и изотопные исследования комплекса Найн (Emslie, 1978; Lambert et al., 1999; Ryan, 2000).

Таким образом, несмотря на гигантский ареал проявления магматизма, который связывается с деятельностью первого мантийного плюма (LeCherminante, Heaman, 1989; Romer et al., 1995; Upton et al., 2003), рапакивигранитсодержащие магматические комплексы локализуются исключительно в зоне развития периферических орогенических поясов мезопротерозоя (рис. 89, 93, *а*). Вероятнее всего, пространственное положение подобных комплексов контролируется условиями литосферного растяжения в тыловых зонах континентальной окраины континента, апвеллингом горячей сублитосферной мантии и термальным, и реологическим состоянием нижней континентальной коры, обусловленным неоднократными предшествующими орогеническими событиями на южной окраине Лаврентии.

Второй плюм имеет несколько меньшие размеры и смещен относительно первого на юго-восток. Он охватывает юго-восточную часть Лаврентии, Южную Гренландию и краевую часть Амазонии, которая к этому времени вплотную приблизилась к суперконтиненту Нена (рис. 93*б*). Таким образом, деятельность этого плюма совпадает по времени с закрытием долгоживущего океанского бассейна между суперконтинентами Нена и Атлантика и формированием суперконтинента Родиния. С активностью этого плюма обычно связываются формирование Мидконтинентрифтовой системы (1.11—1.10 млрд лет), внедрение расслоенного массива Дулут, сила Логан и близких по возрасту даек Абитиби — 1.14 млрд лет (Hutchinson et al., 1990; Davis, Green, 1997; Shirey, 1997). В провинции Гардар с деятельностью этого плюма можно связать последний импульс щелочного магматизма — позднегардарское событие — 1.18—1.13 млрд лет (Upton et al., 2003). В провинции Гренвилл в это время имело место совмещение двух типов внутриплитного магматизма (рис. 89). С одной стороны, это анортозит-чарнокитовые комплексы и ультракалиевые породы (1.16—1.13 и 1.08—1.02 млрд лет), а с другой — нефелиновые сиениты и карбонатиты — 1.07—1.04 млрд лет (Rivers, 1997). Примечательно, что в провинции Гренвилл ассоциируют близкие по возрасту, но резко различные по генезису и тектоническому положению щелочные породы: высоко- и ультракалиевые породы, с одной стороны, и щелочные агпаитовые породы Na-серии и карбонатиты — с другой. АМРГЩГ-магматизм этого времени в Лаврентии представлен массивом Пайкс-Пик (1.08 млрд лет). Го-

раздо шире он проявлен в Амазонии — комплексы Санта-Клара (1.08—1.07 млрд лет) и Молодые Граниты Рондонии (0.99—0.97 млрд лет). Все эти комплексы также не выходят за пределы внешних палео-мезопротерозойских складчатых поясов.

Таким образом, результатом совмещения различных тектонических обстановок является столь разнородный магматизм рассмотренных областей. Не исключено, что уникальность по насыщенности анортозитами и размерам плутонов этих пород провинций Найн и Гренвилл обусловлены двумя факторами. С одной стороны, это громадные объемы основных магм, отделяющихся в результате подъема и эволюции мантийного плюма, с другой — масштабные и относительно продолжительные процессы нижнекоровой контаминации этих магм. Последнее возможно только в условиях разогретой и пластичной нижней коры в регионах интенсивного предшествующего корообразования.

4.6. Факторы, определяющие размещение рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций в пространстве и времени

Положение рассматриваемых магматических ассоциаций в пространстве контролируется тремя основными факторами: 1) эпицентрами зон мантийного апвеллинга, 2) типами вмещающих тектонических структур, их возрастом и 3) степенью кратонизации литосферы. Апвеллинг сублитосферной мантии может быть обусловлен как тектоническими процессами, происходящими на границах литосферных плит, так и нижнемантийными плюмами.

Типы магматических ассоциаций во многом определяются типами вмещающих тектонических структур. Масштабы магматизма находятся в зависимости от энергетического потенциала глубинного мантийного источника, а также термального и реологического состояния литосферы. Последнее во многом определяется предшествующими орогеническими событиями. Важнейшим из них является событие на рубеже около 1.9 млрд лет назад — уникального по «запасам» тепла, привнесенным в литосферу. По данным Конди (Condie, 1998), эта орогения сопровождалась самым мощным континентальным корообразованием в постархейское время. Именно этим, по-видимому, определяются гигантские объемы плутонов гранитов рапакиви, развитых в периферических орогенах «свекофеннского» времени. В таких областях нижняя кора длительное время сохраняет высокую пластичность и высокие температуры. Она являлась своеобразным экраном, препятствовавшим свободному проникновению базитовых магм в верхнекоровые уровни (Huppert, Sparks, 1985). «Подпруживание» базитовых магм и медленное всплывание магматических диапиров в пластичной среде нижней коры могли создавать благоприятные условия для длительного мантийно-корового взаимодействия, в ходе которого продуцировались большие объемы фельзических магм, а длительные процессы дифференциации базитовых магм и их контаминация нижнекоровым материалом способствовали возникновению высокоглиноземистых магм — родоначальных магм автономных анортозитов (см. Emslie et al., 1994; Ashwal, 1993). Необходимым условием для образования родоначальных магм гранитов рапакиви будет являться сложение тепловой энергии двух источников: тепла базальтового андерплейта и тепла нижней коры, сохранившегося от предшествующего орогенического события. Однако по мере увеличения возрастного интервала между формированием рапакивигранитных комплексов и предшествующим орогенезом происходит последовательное сни-

жение объемов гранитов рапакиви и анортозитов и «замещение» последних габброидами. Снижается также роль кислых пород в ассоциирующих бимодальных вулканических сериях. Это связано с остыванием и утратой пластичности нижней коры и усилением жесткости литосферы в целом.

Следующим важнейшим фактором является степень кратонизации литосферы. Кратонизация осуществляется в молодом орогене путем непрерывного роста SCLM либо простым охлаждением за счет вещества астеносферы, либо андерплейтингом значительно более глубинного материала (Black, Liegeois, 1993). Андерплейтинг затрагивает и нижнюю кору, что приводит к увеличению ее мощности, изменению ее состава и высокоградному метаморфизму, усиливающему степень ее дегидратации и восстановленности. В ходе постколлизионного периода SCLM становится все более дегидратированной, восстановленной и деплетированной на LILE вследствие повторяющихся импульсов генерации водосодержащих мафических магм (Bonin, 2004). В областях развития молодой, еще не кратонизированной литосферы локализуются комплексы РГШ-ассоциации, наименее всего оторванные во времени (< 30 млн лет) от предшествующего орогенеза. Плутоны АМЧРГ-, АМРГЩГ- и ГРГФ-ассоциаций приурочены исключительно к областям кратонизированной литосферы. Для них величина этого «отрыва» составляет 100—500 млн лет. Для древних кратонов с жесткой, мощной и холодной литосферой рапакивигранитные комплексы вообще не характерны.

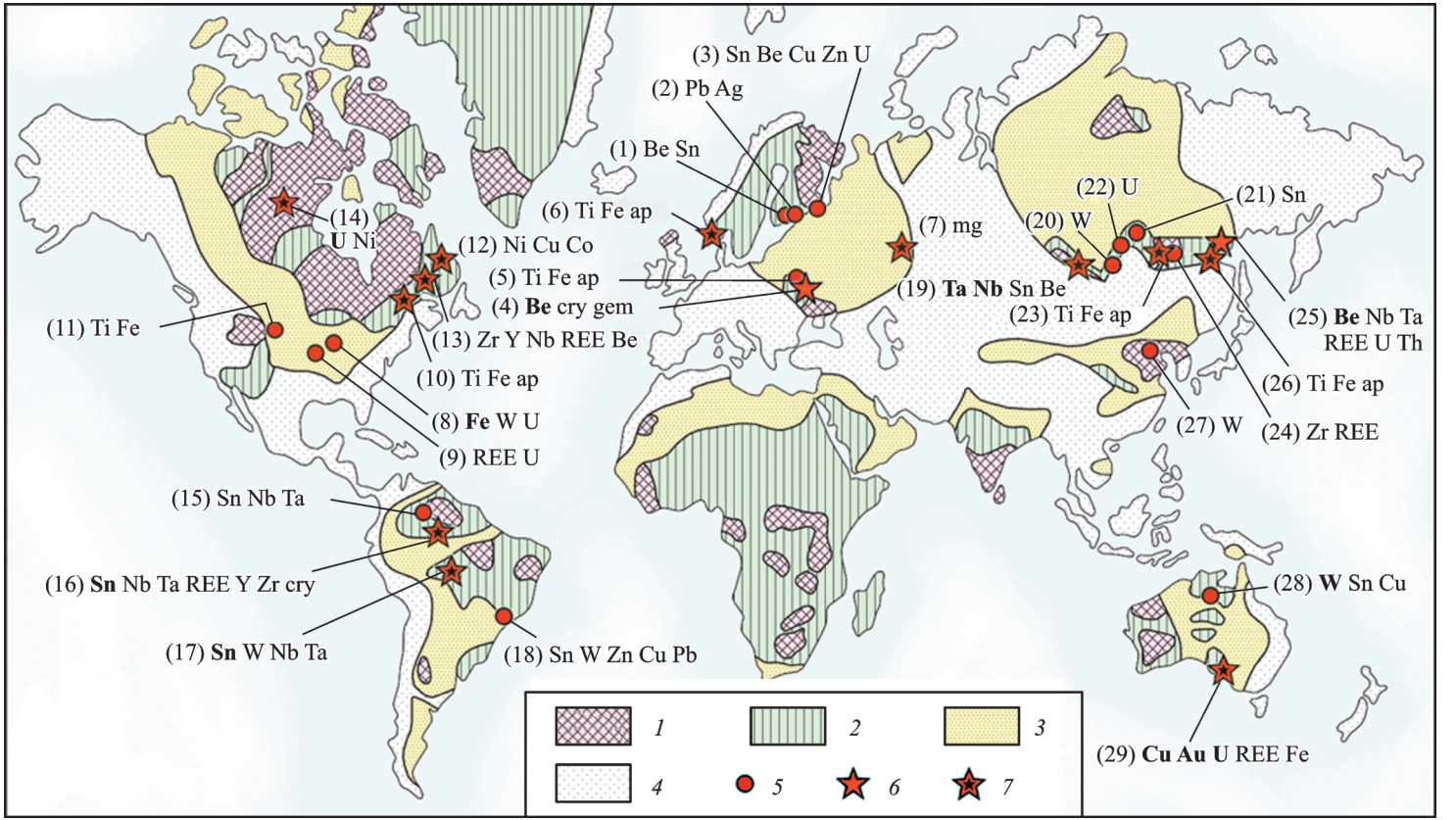
Формирование рапакивигранитных магматических комплексов охватывает интервал, включающий три суперконтинентальных цикла: 2.7—1.8, 1.8—1.0 и 1.0—0.55 млрд лет. Начало и конец каждого цикла отвечают периодам сборки суперконтинентов, и с ними связаны импульсы главным образом анортозит-чарнокитового магматизма. Позднеархейский импульс подтверждает, что с этого времени начали действовать плитно-тектонические процессы. Пик анортозит-чарнокитового магматизма (~1.0 млрд лет) знаменует собой переход от тектоники малых плит к плейттектонике современного типа и отвечает завершению полного цикла Вилсона. Затухание этого магматизма к концу протерозоя было обусловлено, по-видимому, как общим остыванием Земли, так и тем, что в это время в отличие от гренвиллской эпохи происходило замыкание короткоживущих «миниокеанов». Расцвет рапакивигранитного магматизма связан исключительно со вторым циклом, когда в отдельных регионах он охватывал громадные промежутки времени — сотни миллионов лет. После завершения свекофеннской орогении основные глубинные энергетические потоки оказались сосредоточены по активным окраинам двух новообразованных суперконтинентов. Дискретное функционирование таких активных окраин в течение как минимум 500 млн лет привело к формированию системы периферических орогенов, с развитием которых было связано происхождение основного объема пород АМЧРГ-ассоциации. Кроме того, с этим периодом связана активность мантийных суперплюмов, которая привела к формированию значительного объема комплексов АМРГЩГ- и АМЧРГ-ассоциаций. В целом же вырождение рапакивигранитного магматизма к концу протерозоя, вероятнее всего, связано с общим остыванием Земли в ходе неуклонной диссипации ее внутренней энергии, а также с тем, что начиная с позднего рифея произошло резкое ускорение этого процесса (Maruyama, Liou, 1998). В этой связи уместно отметить, что в фанерозое граниты А-типа никогда не образуют крупных плутонов, таких как граниты рапакиви.

Глава 5

МИНЕРАГЕНИЯ РАПАКИВИГРАНИТСОДЕРЖАЩИХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

До сравнительно недавнего времени граниты рапакиви в металлогеническом отношении явно недооценивались и традиционно рассматривались как металлогенически «стерильные» (Haapala, 1995). Даже в тех случаях, когда оруденение непосредственно с ними ассоциировало, как например Sn-полиметаллические руды в Питкярантском районе с Салминским батолитом, тем не менее граниты рапакиви не рассматривались в качестве возможных рудоносных гранитов (Trustedt, 1907; Судовиков, 1965). Положение с оценкой их потенциальной рудоносности изменилось только несколько десятилетий тому назад, когда в ассоциации с ними и связанными с ними породами было открыто большое количество разнообразных промышленных месторождений различных типов и была установлена важная рудогенерирующая роль этих пород. Например, открытие в 60—70-х годах прошлого века уникальных по масштабам оловорудных месторождений Бразилии, ассоциирующих с гранитами рапакиви, выдвинуло эту страну в число мировых лидеров по запасам и добыче олова (Lenharo et al., 2003; Bettencourt et al., 1999, 2005). В переоценке их металлогенического значения немалую роль сыграли современные геохимические и изотопные исследования гранитов и связанных с ними руд (Хазов, 1973; Беляев, Львов, 1981; Шергина и др., 1982; Ларин и др., 1990, 1991; Ларин, Рундквист, 1999; Неймарк и др., 1993а; Larin et al., 1997; Amelin et al., 1991; Bettencourt et al., 1999; Dall'Agnol et al., 1999; Creaser, Cooper, 1993; Costi et al., 1995, 2000a, 2000b, 2000c; Lenharo et al., 2003, и др.). Эти исследования показали, что граниты рапакиви принадлежат к категории типичных редкометалльных гранитов и с ними связан широкий круг редкометальных и Sn-редкометалльных месторождений на многих континентах. С ними же связан и такой гигант, как Cu-U-Au-Ag-REE месторождение Олимпик-Дам в Австралии, также открытое сравнительно недавно, в 1975 г. Важную металлогеническую роль играют и мафические изверженные породы, ассоциирующие с гранитами рапакиви. До недавнего времени были известны исключительно Fe-Ti-апатитовые месторождения в анортозитах, среди которых известно много крупных объектов и даже гиганты, такие как Лак-Тио и Аллард-Лейк в Канаде. Однако сравнительно недавно, в 1994 г., в троктолитах комплекса Найн было открыто крупнейшее Cu-Ni месторождение Восис-Бей. Кроме того, необходимо отметить, что с гранитами рапакиви ассоциируют месторождения различных типов (редкометалльные, урановые, полиметаллические), нередко очень крупные, формирование которых оторвано во времени от кристаллизации гранитов на десятки, а иногда и сотни миллионов лет и имеющих с ними более сложные и не всегда однозначные связи. Рис. 99 демонстрирует размещение различных месторождений на континентах мира.

Наиболее актуальными проблемами при изучении минерагении гранитов рапакиви и ассоциирующих пород являются следующие: 1) оценка характера связей


(3) Sn Be Cu Zn U
(2) Pb Ag
(1) Be Sn
(6) Ti Fe ap
(7) mg
(22) U
(21) Sn
(20) W
(14) U Ni
(12) Ni Cu Co
(5) Ti Fe ap
(4) Be cry gem
(19) Ta Nb Sn Be
(23) Ti Fe ap
(25) Be Nb Ta REE U Th
(11) Ti Fe
(13) Zr Y Nb REE Be
(10) Ti Fe ap
(8) Fe W U
(9) REE U
(26) Ti Fe ap
(27) W
(24) Zr REE
(15) Sn Nb Ta
(16) Sn Nb Ta REE Y Zr cry
(17) Sn W Nb Ta
(18) Sn W Zn Cu Pb
(28) W Sn Cu
(29) Cu Au U REE Fe
1
2
3
4
5
6
7

различных типов оруденения с магматическими образованиями рассматриваемых типов; 2) оценка длительности и дискретности процессов рудообразования; 3) корреляция интенсивности оруденения различных типов с геодинамическими обстановками формирования рудоносных комплексов, типов этих комплексов и их возраста; 4) общая оценка перспектив выделенных типов магматических ассоциаций на различные типы оруденения.

5.1. Анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная ассоциация

Эта ассоциация наиболее широко развита, и с ней связан весьма широкий круг разнообразных месторождений. Среди месторождений этой ассоциации известны такие гиганты, как Ti-Fe месторождения Канады и Норвегии, уникальнейшее Cu-U-Au-Ag-REE месторождение Олимпик-Дам в Австралии, урановые месторождения провинции Атабаска и др.

Рис. 99. Схема размещения месторождений, связанных с гранитами рапакиви и ассоциирующими породами. Коровые провинции по: Miyashiro et al. (1982); Condie (1989), с исправлениями и добавлениями.

1 — архейские кратоны; *2* — протерозойские складчатые пояса (частично зоны переработки архейского фундамента); *3* — платформенный чехол древних платформ; *4* — фанерозойские складчатые пояса; *5—7*: месторождения (*5* — мелкие и средние, *6* — крупные, *7* — очень крупные и уникальные); жирным шрифтом выделены доминирующие рудные компоненты. Номера на схеме (цифры в скобках): 1 — проявления Be-Sn минерализации в грейзенах штока Куми (Выборгский батолит); 2 — Pb-Zn-Ag минерализация в кварцевых жилах (Выборгский батолит); 3 — Be-Sn-Cu-Zn-Pb скарновые месторождения Питкярантского рудного района (Салминский батолит); 4 — Be-криолитовые со Sn, W, Ta, Nb месторождения в полевошпатовых метасоматитах Пержанской рудной зоны и драгоценные камни в Волынских пегматитах (Коростеньский массив); 5 — Ti-Fe-апатитовые месторождения в анортозитах (Коростеньский массив); 6 — Ti-Fe-апатитовое месторождение Теллнес в плутоне Роголанд; 7 — стратиформное магнезитовое месторождение Сатка в породах нижнего рифея Башкирского антиклинория; 8 — Fe и U-W минерализация в гранитах и вулканитах района Сан-Франсис (Гранит-риолитовая провинция); 9 — U-REE брекчия Пи-Ридж; 10 — Ti-Fe-апатитовое месторождения Сэнфорд-Хилл и Лак-Тио в анортозитах провинции Гренвилл; 11 — Ti-Fe месторождение Айрон-Маунтин в анортозитах комплекса Ларами; 12 — Cu-Ni месторождение Восис-Бей в троктолитах комплекса Найн; 13 — Be-Zr-Y-Nb-REE месторождение Стрэндж-Лейк в щелочных гранитах; 14 — U месторождения типа «несогласий» бассейна Атабаска; 15 — Sn-Nb-Ta пегматиты, кварцевые жилы, грейзены и россыпи в связи с гранитами рапакиви Сурукукус и Паргуаза; 16 — Sn-Nb-Ta-Zr-Y-REE-криолитовое месторождение Питинга в альбитовых гранитах; 17 — Sn-Nb-Ta-W месторождения в грейзенах и штокверках (провинция Рондония); 18 — кварцевые жилы, грейзены и скарны с Sn, W, Zn, Cu, Pb оруденением провинции Иту; 19—22 — месторождения Южно-Сибирского магматического пояса: 19 — Ta-Nb-Li-Sn-Be-пегматитовые месторождения Бирюсино-Тагульского и Окско-Урикского рудных районов, ассоциирующие с гранитами саянского комплекса, 20 — W и Bi-W проявления в приморском комплексе рапакиви, 21 — Sn и Sn-Ag месторождения Тонодского поднятия (Находка, Серебристое, Сентябрьское и др.), 22 — U месторождения Туюканское и Безымянное типа «несогласий»; 23, 24 — месторождения, связанные с каларским анортозит-чарнокитовым комплексом: 23 — Ti-Fe-апатитовое месторождения Куронах и Сэйим, 24 — Zr-REE месторождения Куронах и Тас-Юрех в пегматитах и полевошпатовых метасоматитах; 25, 26 — месторождения Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса: 25 — Be-Nb-Ta-Zr-Y-REE-U месторождения Улканского рудного района, 26 — Ti-Fe-апатитовые месторождения Богиде, Маймакан и другие в анортозитах джугджурского комплекса; 27 — W месторождения в кварцевых жилах в ассоциации с гранитами рапакиви Шаганг; 28 — W-Cu и W-Sn месторождения порфирового типа, рудные районы Теннант-Крик и Хатчес-Крик, ассоциирующие с гранитами рапакиви Теннант-Крик и Сибелла; 29 — Cu-U-Au-REE Олимпик-Дам в гранитах рапакиви Роксби-Даун.

5.1.1. Апатит-Fe-Ti месторождения в анортозитах

Прежде всего необходимо отметить, что около 95% мировых запасов Ti, сосредоточенных в магматических месторождениях, генетически связаны с интрузиями анортозитов (Минеральные ресурсы…, 1996). Среди таких месторождений нередки крупные и очень крупные объекты. Эти месторождения встречаются во всех анортозитсодержащих магматических ассоциациях. Естественно, что чем больше доля анортозитов в конкретных магматических комплексах, тем большая вероятность обнаружения там месторождений этого типа. Именно поэтому наиболее крупные месторождения характерны для комплексов анортозит-мангерит-гранитного и особенно анортозит-чарнокитового типов. В последних известны такие гиганты, как Теллнес в плутоне Роголанд (Норвегия), Сэнфорд-Хилл в плутоне Марси (США) и Лак-Тио в плутоне Лак-Аллард (провинция Гренвилл, Канада).

Минерагения всех типов анортозитов довольно однообразна и выражена в приуроченности к ним месторождений титана, чаще с апатитом, иногда без оного. Как уже выше упоминалось, для анортозитовых плутонов этого типа характерно зональное строение. Бóльшую часть таких массивов слагают анортозиты, а их краевые части сложены мафическими, как правило, расслоенными, породами «краевого комплекса». Выделяются два типа месторождений: раннемагматические и позднемагматические. Первые присутствуют исключительно среди пород «краевого комплекса», с ними связаны крупные по запасам месторождения с высококачественными вкрапленными рудами. Вторые, сравнительно небольшие месторождения богатых массивных руд могут быть локализованы в породах обоих комплексов (Дробот и др., 1998).

Алданский щит

На территории нашей страны наиболее крупные месторождения этого типа приурочены к массивам каларского анортозит-чарнокитового комплекса позднеархейского возраста. Известно несколько месторождений, наиболее крупными из которых являются Большой Сэйим и Куронах (рис. 5). Первое является самым крупным с высокачественными и богатыми рудами. Оно относится к раннемагматическому типу и расположено среди пород краевого комплекса Куронахского массива. Рудные залежи залегают согласно с вмещающими габброидами и имеют ритмичное строение. Руды приурочены к низам ритмов и имеют в основном титаномагнетит-ильменитовый и апатит-магнетит-ильменитовый состав. Месторождение Куронах относится к позднемагматическому типу. Месторождение локализовано на границе пород краевого и центрального комплексов и состоит из серии секущих тел жильной и пластинообразной формы, сложенных массивными рудами. Преобладают руды титаномагнетит-ильменитового и ильменит-титаномагнетитового типов.

5.1.2. Sn-редкометалльные и редкометалльные месторождения

В этой группе месторождений можно выделить два различных типа: Sn-редкометалльный и Zr-REE. Первые связаны с гранитами рапакиви, а вторые — с небольшими расслоенными интрузиями габбро-сиенитов. Однако крупные месторождения ни первого, ни второго типа для этой ассоциации не характерны. Бóльшим распространением пользуются Sn-редкометалльные месторождения. Они известны на Балтийском и Украинском щитах Восточно-Европейской платформы, Амазонском кратоне и в Северной Австралии (рис. 99).

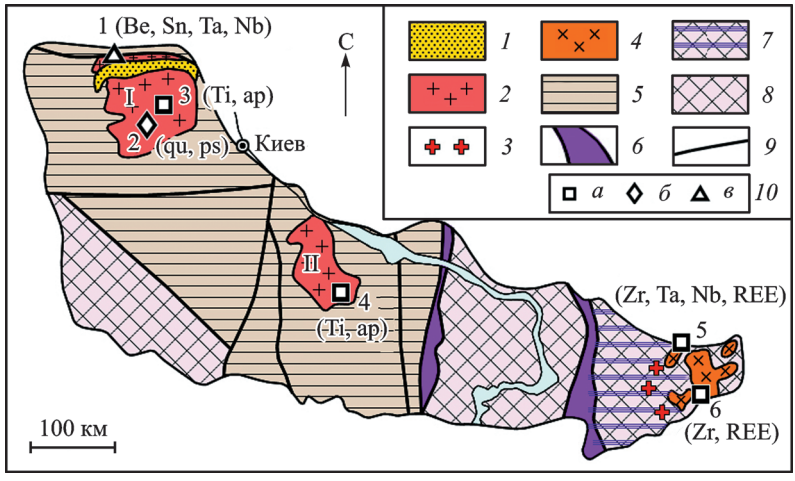


Рис. 100. Схема размещения палеопротерозойских внутриплитных магматических комплексов и ассоциирующих с ними месторождений Украинского щита. По: Гурский и др. (2000); Глевасский, Каляев (2000), с учетом данных Степанова и др. (1998); Довбуш и др. (2000); Красовского, Ороковецкого (2000); Claesson et al. (2001).

1—4 — внутриплитные образования (1.80—1.75 млрд лет): *1* — овручская вулканогенно-осадочная серия, *2* — анортозит-рапакивигранитные массивы (I — Коростеньский, II — Корсунь-Новомиргородский), *3* — плюмазитовые лейкограниты каменномогильского комплекса, *4* — габбро-сиенит-нефелинсиенитовая ассоциация азовского комплекса; *5* — PR_1 складчатая область; *6* — PR_1 сутурные зоны; *7* — AR блоки, претерпевшие PR_1 реактивацию; *8* — AR блоки; *9* — главные разломы; *10* — месторождения (*а—в* — типы месторождений: *а* — магматический, *б* — пегматитовый, *в* — гидротермально-метасоматический). Месторождения (номера 1—6 на схеме): 1—4 — месторождения в породах анортозит-рапакивигранитных массивов (1 — Be, Sn, Ta, Nb месторождения Пержанской зоны — кварц-полевошпатовые метасоматиты, апограниты, грейзены), 2 — пьезокварц и драгоценные камни, Волынское рудное поле (пегматиты камерного типа), 3, 4 — Ti-апатитовые месторождения (3 — Стремигородское, 4 — Новомиргородское); 5—6 — редкометалльные месторождения в породах азовского комплекса: 5 — Zr, Ta, Nb, REE месторождение Балка Мазурова в Октябрьском массиве, 6 — Zr, REE месторождение Азовское в Володарском массиве.

Украинский щит

На Украинском щите в ассоциации с Коростеньским батолитом известны два типа редкометалльного оруденения: кварц-полевошпатовые метасоматиты Пержанской рудной зоны и в габбро-сиенитовых массивах. Кроме того, с этим батолитом связаны знаменитые Волынские пегматиты с драгоценными камнями (рис. 100).

Пержанская зона. Пержанская зона с редкометалльной (Be, Sn, W, Li, Ta, Nb, U, Th, Mo, Bi) и криолитовой минерализацией ограничивает Коростеньский массив с севера. Она приурочена к зоне пересечения разломов различного порядка и ориентирована по границе Коростеньского батолита с Овручским и Белокоровичским грабенами, сложенными породами бимодального вулканического комплекса, комагматичными породами батолита. В пределах зоны интенсивно проявлены процессы дислокационного метаморфизма и метасоматизма. Протяженность зоны, по геофизическим данным, до 200—500 км при ширине от 0.5—3.0 км на флангах до 30 км в центре (Металиди, Нечаев, 1983). В Пержанской зоне широко развиты разнообразные метасоматиты и граниты, в том числе и Li-F

граниты. Среди метасоматических пород преобладают кварц-полевошпатовые и полевошпатовые метасоматиты, а также грейзены. Развитие рудоносных кварц-полевошпатовых метасоматитов ограничено. Это мелко-, среднезернистые породы с пятнистыми скоплениями гентгельвина, состоящие главным образом из кварца, альбита и калишпата. На фоне более раннего кварц-полевошпатового парагенезиса проявлены более поздние окварцевание и альбитизация, с которыми и связана редкометалльная минерализация. Содержания двух главных рудных минералов, гентгельвина и касситерита, сильно варьируют от первых процентов до 30% с преобладанием гентгельвина. Кроме того, в них присутствуют вольфрамит, фенакит, циртолит, флюорит, тантало-ниобаты, молибденит, галенит, криолит. Последний иногда образует самостоятельные рудные тела. Развиты также вторичные кварциты с дистеном, андалузитом и мусковитом. Они представляют собой внешнюю фацию грейзенов. Касситерит и вольфрамит в этих породах иногда образует заметные концентрации. Кроме того, отмечаются кварц-амазонитовые и микроклин-амазонитовые жильные пегматоидные породы.

Возраст рудоносных метасоматитов, так же как и Li-F гранитов из рудной зоны — 1760 млн лет (Щербак, Пономаренко, 2000), полностью соответствует возрасту гранитов рапакиви Коростеньского батолита. Кроме того, на связь оруденения с батолитом указывает близость изотопного состава Pb-галенита и амазонита из рудоносных метасоматитов и магматических пород батолита (табл. 28) (Скобелев и др., 1993).

Zr-REE месторождения. Zr-REE месторождения выявлены в расслоенных габбро-сиенитовых массивах, ассоциирующих с Коростеньским батолитом. Два массива, Давидковский и Ястребицкий, по геологическим и геохронологическим данным, одновозрастные (1720±40 млн лет) и, по-видимому, генетически связанные с Коростеньским батолитом (Кривдик, 2002), содержат месторождения Zr-REE руд. Эти месторождения аналогичны по составу и идентичны по возрасту Zr-REE месторождениям Приазовского блока (Мельников и др., 2000; Кривдик, 2002), среди которых есть очень крупные объекты, такие как Азовское месторождение в Володарском габбро-сиенитовом массиве (рис. 100). Главная масса циркон-бритолит-ортит-бастнезитовых руд этого месторождения приурочена к такситовым и пегматоидным меланократовым оливинсодержащим щелочноземельным сиенитам. В типоморфный комплекс рудных элементов месторождения кроме Zr и REE входят Nb, Be, F, Pb. По масштабам оно сопоставимо с самыми крупными месторождениями REE мира, Баян-Обо (КНР) и Маунтин-Пасс, США (Панов, Панов; 2000).

По особенностям минерального состава, химизма минералов, геохимии, физико-химическим условиям кристаллизации и возрасту габбро-сиенитовые массивы напоминают анортозит-рапакивигранитные батолиты Украинского щита, но в отличие от последних в них доминируют сиениты, практически отсутствуют анортозиты и слабо представлены граниты.

Близкие по типу проявления в пегматитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах известны и в анортозит-чарнокитовых массивах каларского комплекса, однако масштабы этих проявлений неизвестны.

Волынское поле камерных пегматитов с драгоценными камнями. Пегматитовое поле приурочено к юго-западной части батолита и локализовано среди гибридных пород в контактовой зоне между гранитами рапакиви и анортозитами. Основная ценность этих пегматитов — крупные ювелирные кристаллы топаза, берилла и мориона. Кроме того, присутствуют Li-слюда, флюорит, сидерит, хлорит, фенакит, касситерит, опал, халцедон, циркон, ильменит, апатит, гранат.

Подобного типа пегматиты известны и в Корсунь-Новомиргородском массиве. В других регионах (Выборгский батолит, провинция Рондония в Бразилии) также встречаются камерные пегматиты данного типа, однако такого масштаба месторождения неизвестны.

Амазонский кратон

Амазонский кратон является уникальной тектонической структурой по масштабам проявления рапакивигранитного магматизма, возрастному диапазону его проявления (1.8—1.0 млрд лет) и запасам оловянных руд, связанных с этим магматизмом. Однако с плутонами рассматриваемой магматической ассоциации связаны лишь мелкие месторождения главным образом на территории Гвианского щита, где выделяются две оловяннорудные зоны: Сурукукус-Мукайа и Паргуаза. В первой из них с поздними гранитами Сурукукус (1.58 млрд лет) и Мукайа (1.54 млрд лет) рапакивигранитных комплексов связано Sn, Nb, Ta оруденение. Оцененые ресурсы Sn — около 20 тыс. т. Во второй зоне крупный батолит Паргуаза (1.55 млрд лет) содержит Sn, Nb, Ta оруденение в пегматитах и кварцевых жилах. Кроме того, эти объекты сопровождают россыпи со Sn, Ta, Nb, Zr минерализацией (см. рис. 21). В провинции Рондония с гранитами рапакиви Сан-Лоренцо-Карипунас (1.31 млрд лет) связаны мелкие месторождения Sn-грейзенового и кварцевожильного типов (рис. 22).

5.1.3. U-месторождения типа «несогласий»

Урановые месторождения этого типа были открыты лишь в конце 70-х годов прошлого века в Северной Канаде и прочно заняли ведущее место по добыче и производству урана во всем мире. Это связано с уникальными особенностями месторождений — громадные запасы урана при очень высоких его концентрациях в рудах (до 10% и более). В настоящее время существуют две гигантские рудные провинции с месторождениями данного типа — Северная Канада и Северные Территории Австралии. Характерной чертой всех месторождений являются их локализация на или вблизи поверхности древнего структурно-стратиграфического несогласия между раннедокембрийским кристаллическим основанием и рифейским осадочным чехлом, а также ассоциация с гранитами рапакиви.

Месторождения урановорудной провинции Атабаска, Канада. Рассматриваемый регион представляет собой архейский хинтерланд палеопротерозойского Транс-Гудзонского орогена (Peterson et al., 2002). В геологическом строении этого региона отчетливо выделяются четыре структурных яруса (рис. 101, 23, *в*).

1. Метаморфический комплекс основания, сложенный архейскими и палеопротерозойскими породами, претерпевшими неоднократные складчатые и метаморфические преобразования, наиболее интенсивно проявившиеся приблизительно в 1.9 млрд лет в тектонической зоне Сноу-Бёрд, разделяеющей древние кратоны Рэй и Хёрн.

2. Вытянутые в северо-восточном направлении приразломные троги и полуграбены (1.83—1.81 млрд лет), выполненные континентальными грубообломочными красноцветными породами и вулканическими потоками ультракалиевых лав, брекчий и эпикластических пород серии Бейкер. С ними ассоциируют рои даек минетт и крупные батолиты высококалиевых гранитоидов Хадсон (1.85—1.80 млрд лет). Формирование этих структур происходило в постколлизионных условиях (Peterson et al., 2002).

3. Небольшие троговые структуры (1.76—1.75 млн лет), выполненные красноцветными аллювиальными, элювиальными и эпикластическими породами

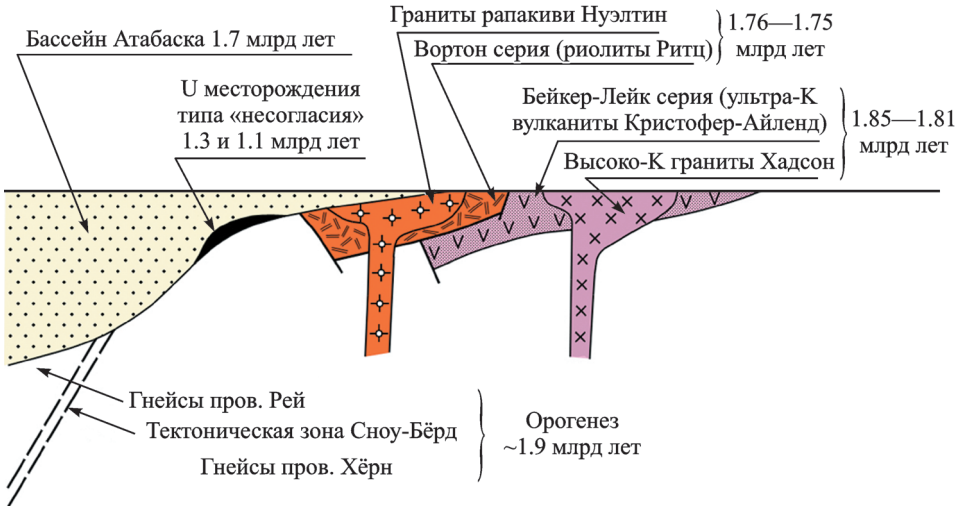


Рис. 101. Схематический геологический разрез района развития U месторождений типа «несогласий», бассейн Атабаска, Северная Канада. По: Peterson et al. (2002); Rainbird et al. (2003); The Precambrian… (2004); Пакульнис, Шумилин (2005).

серии Вхарт, переслаивающимися с покровами риолитов Ритц. С этими рифтогенными трогами ассоциируют батолиты гранитов рапакиви Нуэлтин (1.75 млн лет). Рифтогенез этого времени имел анорогенную природу (Rainbird et al., 2003).

4. Обширные осадочные бассейны (1.72—1.64 млрд лет), сформированные в пострифтовую стадию в ходе первой морской трансгрессии в этом регионе, вскоре после внедрения гранитов рапакиви Нуэлтин и представляющие собой остатки некогда единого кратонического покрова. Общая мощность разреза, в котором преобладают красноцветные песчаники и конгломераты, достигает 1500 м. Формирование этих бассейнов, вероятнее всего, было обусловлено остыванием утоненной в ходе предшествующего рифтинга континентальной литосферы (Rainbird et al., 2003). Наиболее крупные бассейны региона, Атабаска и Телон, контролируются сутурной зоной Сноу-Бёрд (рис. 27, *в*). Из поздних магматических образований в регионе фиксируются диабазовые дайки с возрастами 1310±70 и 1160±40 млн лет (Пакульнис, Шумилин, 2005).

Самые крупные месторождения региона, Мак-Артур, Сигар-Лейк, Ки-Лейк и др., сосредоточены преимущественно в восточной части прогиба Атабаска. Суммарные запасы урана составляют 542 тыс. т при средних содержаниях в месторождениях от 2 до 12%. Основное оруденение проявлено в виде уплощенных линз в ореоле глинисто-гидрослюдистых изменений, непосредственно в зонах структурно-стратиграфических несогласий. Рудная минерализация может прослеживаться на расстояние до 300 м над поверхностью несогласия и до 100 м в глубь фундамента. Размещение руд контролируется еще двумя факторами: наличием горизонтов углеродистых пород, а также степенью метаморфизма, не выше верхней амфиболитовой фации (Пакульнис, Шумилин, 2005). Главные минералы руд — настуран, уранинит, коффинит, пирит, халькопирит, галенит, гетит, гематит, а также сульфиды, арсениды и селениды Ni, Co, Bi, Cu.

Датирование руд показало, что выделяются два главных этапа рудогенеза (1.35—1.30 и 1.10—1.05 млрд лет) и как минимум два этапа переотложения руд

(0.9—0.8 и ~0.3 млрд лет). Основная масса урановых руд была образована в ходе первого этапа. При этом важно отметить, что главные этапы рудообразования совпадают с импульсами внедрения мафических даек, которые в свою очередь связаны с деятельностью мантийных плюмов. Именно с этими плюмами связано формирование плутонов анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитной ассоциации во внешнем палео-мезопротерозойском орогеническом поясе Лаврентии, с которыми ассоциируют такие месторождения-гиганты, как Cu-Ni-Co Восис-Бей, редкометалльное Стрэндж-Лейк и Fe-Ti месторождения (Сэнфорд-Хилл и Лак-Тио).

Относительно генезиса этих месторождений существует множество разнообразных точек зрения, однако доминируют три основные концепции: экзогенно-эпигенетичекая, диагенетически-гидротермальная и гидротермальная (Лаверов, Винокуров, 1988; Пакульнис, Шумилин, 2005). Согласно первой из них, уран заимствовался вадозными водами из протоплатформенного покрова и коры выветривания под ним, затем осаждался при восстановлении на богатых углеродистым веществом породах основания. Согласно второй концепции, уран, заимствованный из протоплатформенного покрова и коры выветривания, осаждался на поверхности несогласия из восходящих таких растворов в зонах развития углеродистых пород основания. При этом считается, что источником горячих растворов служили те же вадозные воды протоплатформенного чехла, но проникавшие в складчатое основание и там нагревшиеся. Третья концепция в сущности уже представляет собой гидротермальную модель, согласно которой метеорные воды, проникавшие по разломам в складчатое основание, где они преобразовывались, обогащались ураном и отлагали его при восхождении к поверхности несогласия на породах, обогащенных углеродистым веществом.

Важнейшей проблемой формирования любого месторождения, а таких гигантских месторождений особенно, является проблема источника рудного вещества. Низкие содержания урана в осадочных породах бассейна (< 1 ppm), вероятно, исключают эти породы из числа возможных источников урана этих месторождений. В качестве таковых привлекаются как более ранние урановые месторождения фундамента, так и сами породы последнего. Действительно, в складчатом обрамлении бассейна Атабаска присутствуют мелкие урановые месторождения различных типов. Однако проведенный анализ (Cuney et al., 2003) показал, что главным из возможных источников урана могли быть только гранитоиды. Из магматических пород наибольшего внимания как источники урана заслуживают, по-видимому, постколлизионные высоко- и ультракалиевые вулканиты, а также гранитоиды (1.85—1.80 млрд лет) — породы серии Бейкер и граниты Хадсон с содержаниями урана 3—19 ppm, анорогенные граниты рапакиви Нуэлтин и риолиты Ритц (1.76—1.75 млрд лет) с содержаниями урана 5—8 ppm (Peterson et al., 2002; The Precambrian…, 2004; Пакульнис, Шумилин, 2005).

Месторождения Северо-Австралийской урановорудной провинции. Эта провинция охватывает территорию блока Пайн-Крик Северо-Австралийского кратона. Au-U, U и Au-Pd-(U) месторождения типа «несогласий» приурочены к палеопротерозойскому бассейну Мак-Артур. В геологическом строении региона, а также и в характере рудных месторождений наблюдается большое сходство с рудной провинцией Атабаска. Начало отложения формации Комболджи бассейна Мак-Артур около 1.76—1.74 млрд лет (Polito et al., 2004) практически совпадает с началом отложения серии Атабаска. Вероятно, заложение бассейна Мак-Артур связано с завершением рифтогенеза в блоке Пайн-Крик, развивавшегося в возрастном интервале 1.82—1.75 млрд лет. Наиболее поздние

магматические образования, внедренные до отложения формации Комболджи, представлены вулканоплутонической ассоциацией (~1.75 млрд лет), в которой преобладали высококалиевые вулканиты и граниты А-типа. К югу от блока Пайн-Крик под платформенным чехлом продолжаются рифтовые системы Маунт-Айза и Теннант-Крик (Williams, 1998), завершающие свое развитие несколько позже, в 1.67—1.66 млрд лет, внедрением гранитов рапакиви Сибелла и Теннант-Крик.

Урановые месторождения типа «несогласий» сосредоточены в трех рудных районах: Аллигейтор-Риверс, Саут-Аллигейтор и Рам-Джангл. Однако наиболее крупные и уникальные месторождения (Джабилука — 180, Рейнджер — 105 тыс. т и др.) сосредоточены исключительно в первом районе. Месторождения тяготеют к краевым частям выступов фундамента и контролируются поверхностью регионального несогласия, разделяющего раннедокембрийские комплексы основания и субплатформенный чехол. В отличие от Северной Канады рудные залежи здесь расположены преимущественно в породах основания, обычно около 200 м ниже поверхности несогласия (Лаверов, Винокуров, 1988). Руды преимущественно настурановые, прожилково-вкрапленные в магнезиально-хлоритовых метасоматитах. В формировании руд выделяется несколько этапов рудогенеза, первый наиболее близок ко времени заложения бассейна — 1.74 млрд лет, однако основная масса урановых руд была отложена в 1.64 млрд лет (Polito et al., 2004). Следует отметить, что этот этап рудогенеза отвечает крупному тектоническому событию, в ходе которого были внедрены граниты рапакиви Сибелла и Теннант-Крик, а также проявился интенсивный вулканизм (1.65 млрд лет), с которым сопряжено формирование крупнейших колчеданно-полиметаллических месторождений, таких как Маунт-Айза, Мак-Артур-Ривер, Волфорд-Крик (Williams, 1998). В ходе последующих процессов реактивации имело место переотложение и, возможно, новообразование урановых руд в ходе следующих событий: 1.36, 1.10 и 0.90 млрд лет (Polito et al., 2004), которые неплохо коррелируются с этапами отложения и переотложения руд в провинции Атабаска.

В качестве возможных источников урана для этих месторождений привлекаются позднепалеопротерозойские рифтогенные высококалиевые кислые вулканиты и граниты, залегающие в основании формации Комболджи. Эти породы отличаются высокими содержаниями урана — до 50 ppm (Лаверов и др., 1983). Кроме того, в качестве возможных источников рассматриваются углеродистые сланцы и U-минерализация различных эндогенных месторождений района. Следует особо отметить металлогеническую специализацию на урановых гранитоидных магматических комплексах (в том числе и гранитах рапакиви) позднепалеопротерозойских рифтов Северо-Австралийского кратона (Williams, 1998).

5.1.4. Cu-U-Au-Ag-REE месторождение Олимпик-Дам

Месторождение является уникальным как по запасам, так и по составу руд. Оно расположено в Южной Австралии, вблизи сочленения кратона Голер (рис. 24) по глубинному разлому с внутриконтинентальным рифтом Аделаида, в краевой части вулканоплутонического пояса Голер-Рэндж (1.6 млрд лет). Месторождение содержит 2000 млн т руды, которая включает 32 млн т Cu, 1.2 млн т U_3O_8, более 1200 т Au и 7000 т Ag. Оно не имеет аналогов и по запасам урана находится на первом месте в мире, а по запасам меди на восьмом (Панов, 2001).

Месторождение приурочено к поверхности несогласия в верхней части батолита гранитов рапакиви Бургойн вулканоплутонического пояса Голер-Рэндж

(Creaser, Cooper, 1993). Для района месторождения типичен следующий разрез: 1) карбонаты, кварциты, красноцветные песчаники и конгломераты шельфа Стюард системы Аделаида (венд); 2) серицитизированные вулканиты кислого состава с прослоями осадочных гематизированных брекчий — 170 м (мезопротерозой, серия Голер-Рэндж); 3) минерализованные гематитовые бречии разрушенных и измененных гранитов рапакиви Роксби-Даун в верхней части батолита Бургойн — 250 м. Брекчиевый комплекс состоит из нескольких круто погружающихся брекчиевых колонн до глубин более 800 м. Брекчии имеют в пространстве зональное строение. Тела гематитовых брекчий центральной части месторождения имеют ориентировку, совпадающую с тектонической зоной северо-западного простирания, контролирующей гидротермальную рудообразующую деятельность (O'Driscoll, 1985). Рудная залежь образует мощное (до 350 м) пологозалегающее тело, приуроченное к гематититизированой брекчии. Гидротермальные изменения проявились в образовании серицита, гематита, хлорита, кварца и сидерита. В брекчиях широко развиты различные по составу жилы. Преобладают мономинеральные гематитовые, серицитовые или хлоритовые жилы, реже встречаются гематит-сидеритовые, барит-флюоритовые с гематитом, кварцем, сульфидами жилы, а также кварцевые, кварц-флюоритовые и кварц-хлоритовые. На месторождении выделены два главных типа руд: 1) комплексный Cu-U с Au и Ag и 2) золоторудный. Первый приурочен к гетеролитовым и гематитовым брекчиям. Cu-минерализация представлена зонами борнит-халькозинового и халькопиритового состава. Кроме настурана в рудах фиксируются иногда коффинит и реже браннерит. Золото повсеместно распространено среди Cu-U руд и тесно связано с Cu-сульфидами. Самостоятельная золоторудная минерализация второго типа руд сосредоточена в небольших зонах среди обогащенных гематитом гранитных брекчий и контролируется наиболее поздними зонами трещиноватости. Серебро связано с Cu-сульфидной минерализацией. REE-минерализация (бастнезит, реже флоренсит, монацит и ксенотим) развита преимущественно в гематитовых и кварц-гематитовых брекчиях.

Месторождение уникально не только по своим масштабам, но и по набору различных необычно сочетающихся рудных элементов, что характерно для месторождений типа «несогласий». Относительно его генезиса нет единства мнений. Некоторые исследователи относят Олимпик-Дам к месторождениям типа «несогласий» (Митчелл, Гарсон, 1984; Лаверов и др., 1983), тогда как другие (Creaser, Cooper, 1993; Creaser, 1996) считают, что рудообразование происходило в близповерхностных условиях и было связано с центром излияния большого объема кислых магм. Активная фумарольно-эруптивная деятельность обусловила возникновение различных типов брекчий и отложение обильной рудной минерализации. Геохронологические данные (Creaser, Cooper, 1993; Johnson, Cross, 1995) свидетельствуют о близком времени рудообразования, брекчирования и гидротермальных изменений, которые следовали непосредственно за кристаллизацией и охлаждением гранитов Роксби-Даун как минимум через несколько миллионов лет (< 8 млн лет). Независимо от генетических концепций месторождение Олимпик-Дам так или иначе связано с гранитами рапакиви вулканоплутонического пояса Голер-Рэндж, характерной особенностью которых является их первичная обогащенность U и Th — 7.8—48.0 и 54—78 ppm соответственно (Creaser et al., 1991).

Близкого типа месторождение Мунта известно еще с 1860 г. Оно расположено более чем в 500 км к югу от Олимпик-Дам и ассоциирует с гранитами, чрезвычайно близкими к гранитам комплекса Хилтаба. Кроме главного продукта — Cu оно содержит значительные количества Au, Ag, U, Bi, Mo, F. На других конти-

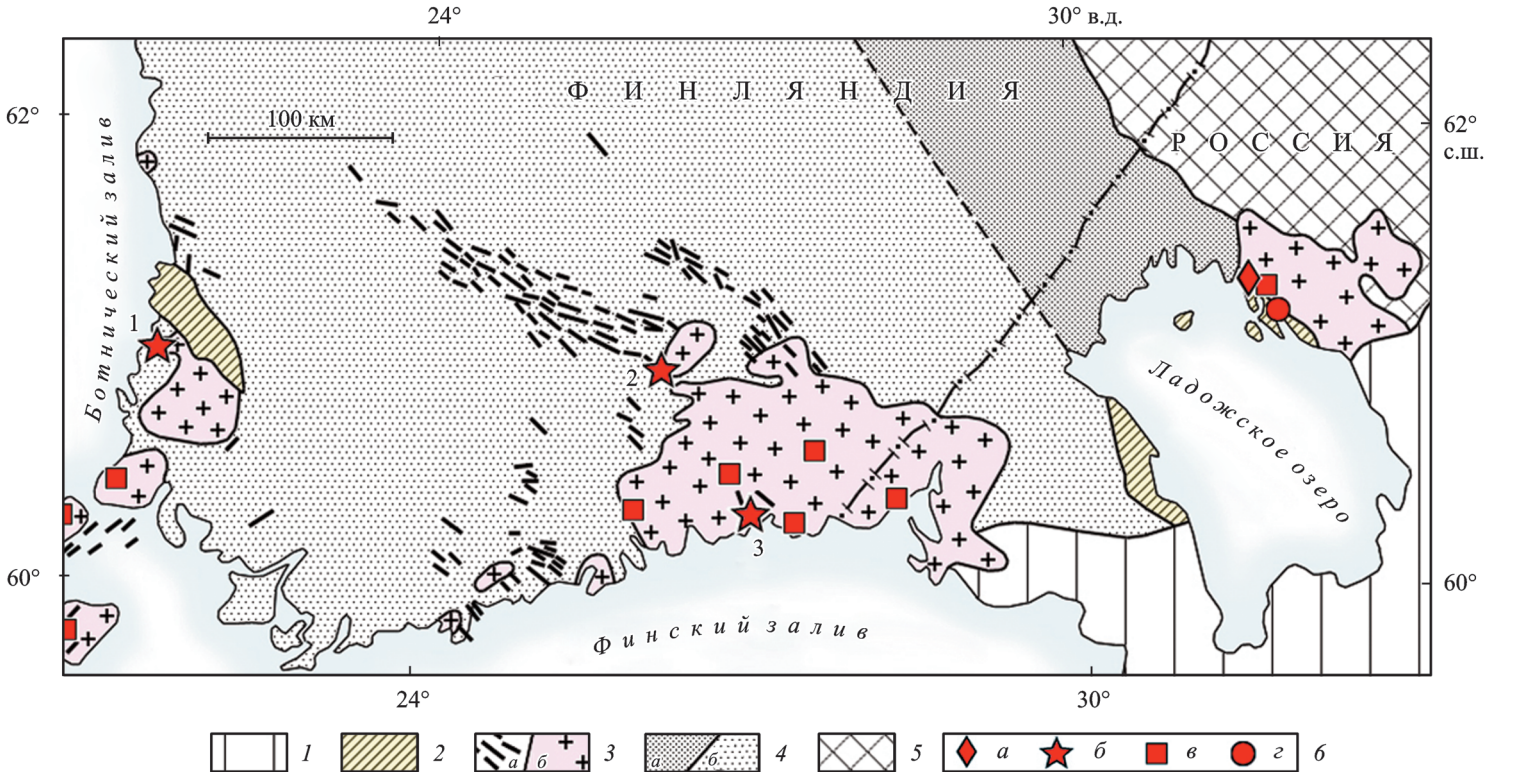


Рис. 102. Схема размещения различных типов редкометалльных, оловорудных, полиметаллических и урановых месторождений, ассоциирующих с гранитами рапакиви Ладожско-Далекарлийского пояса.

1 — платформенный чехол Восточно-Европейской платформы; *2* — йотнийские (1.46 млрд лет) осадочные, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы; *3* — изверженные породы хогландия (1.66—1.53 млрд лет) (*а* — рои диабазовых даек, *б* — анортозит-рапакивигранитные плутоны); *4* — метаморфические и изверженные комплексы Свекокарельской складчатой области (*а* — Карельский домен, *б* — Свекофеннский домен); *5* — Карельский кратон (AR_2); *6* — месторождения и рудопроявления, ассоциирующие с гранитами рапакиви: *а* — скарновые Sn-Be и Sn-полиметаллические месторождения Питкярантского рудного района, *б* — грейзеновые рудопроявления с Be-Sn-полиметаллической минерализацией (штоки: 1 — Еурайоки, 2 — Ахвенисто, 3 — Куми); *в* — кварцевые и эпидот-кварцевые жилы с Pb-Zn-Ag минерализацией; *г* — U месторождение типа «несогласий» Карку в песчаниках йотния.

нентах известно только одно месторождение, близкое к Олимпик-Дам по ассоциации рудных элементов и геологическому положению. Это Cu-REE-U-Au-Mo-F месторождение Квайбо в Северной Америке. Оно локализовано в Гренвиллском поясе и ассоциирует с мезопротерозойскими (1.18—1.17 млрд лет) гранитами анортозит-чарнокитовых плутонов (Gauthier et al., 2004).

5.1.5. Sn-редкометалльно-полиметаллические, полиметаллические и U-месторождения южной части Балтийского щита

Для этого региона характерно совмещение резко различных типов месторождений, ассоциирующих с гранитами рапакиви. При этом выделяются два пространственно обособленных рудных района: Питкярантский рудный район (Юго-Западная Карелия, Салминский батолит) и Южная Финляндия (массивы Выборгский и Лайтила) (рис. 102).

5.1.5.1. Питкярантский рудный район

Питкярантский рудный район расположен в Карельской зоне Свекокарельской складчатой области. Все месторождения приурочены к узкой «полосе», протягивающейся вдоль северо-западного контакта Салминского массива более чем на 50 км (рис. 13). Наибольшей известностью в рудном районе пользуются скарновые месторождения с комплексным Fe-Sn-редкометалльно-полиметаллическим и флюоритовым оруденением, известные с XVIII в. и интенсивно эксплуатировавшиеся во второй половине XIX в. Наряду с ними в районе известны непромышленные проявления редкометалльной и Sn-редкометалльной минерализации кварцевожильного и грейзенового типов как в гранитах рапакиви, так и во вмещающих сланцах и гнейсогранитах. Кроме того, в южной части района сравнительно недавно выявлены еще два типа рудных объектов. Это палеороссыпи касситерита и урановые месторождения в йотнийских песчаниках салминской свиты.

Скарновые месторождения. Скарновые месторождения района сосредоточены главным образом в северной части вышеупомянутой «полосы», в области развития наиболее дифференцированных гранитов рапакиви, совпадающей с зоной проявления контактового метаморфизма вмещающих пород. Наибольшее количество рудных объектов сконцентрировано в области сравнительно пологого погружения кровли гранитов рапакиви под вмещающие породы. Месторождения приурочены к карбонатным горизонтам питкярантской свиты, обрамляющей гнейсогранитные купола. Среди скарновых месторождений района выделяются (Ларин, 1980; Ларин и др., 1991; Amelin et al., 1991) две группы месторождений, имеющих между собой постепенные переходы: Be-Sn-полиметаллические с флюоритом и Sn-полиметаллические. Первые располагаются в надынтрузивной зоне Салминского массива, характеризующейся сравнительно пологим залеганием кровли массива под вмещающими породами (Уукса, Хопунаара, Люпикко, Новое Рудное Поле, Ристиниеми). Как правило, они ассоциируют с куполовидными выступами, не вскрытых эрозией Li-F гранитов. Здесь же широко развиты дайки этих гранитов и штокшайдеров (рис. 103). Месторождения второго типа локализуются либо в контактовой зоне массива, где гранитам присуще крутое падение (Кители), либо тяготеют к зоне крутого перегиба кровли гранитов рапакиви под вмещающими породами с изменением пологого погружения на вертикальное (Старое Рудное Поле, Хепоселька). Глубина залегания кровли

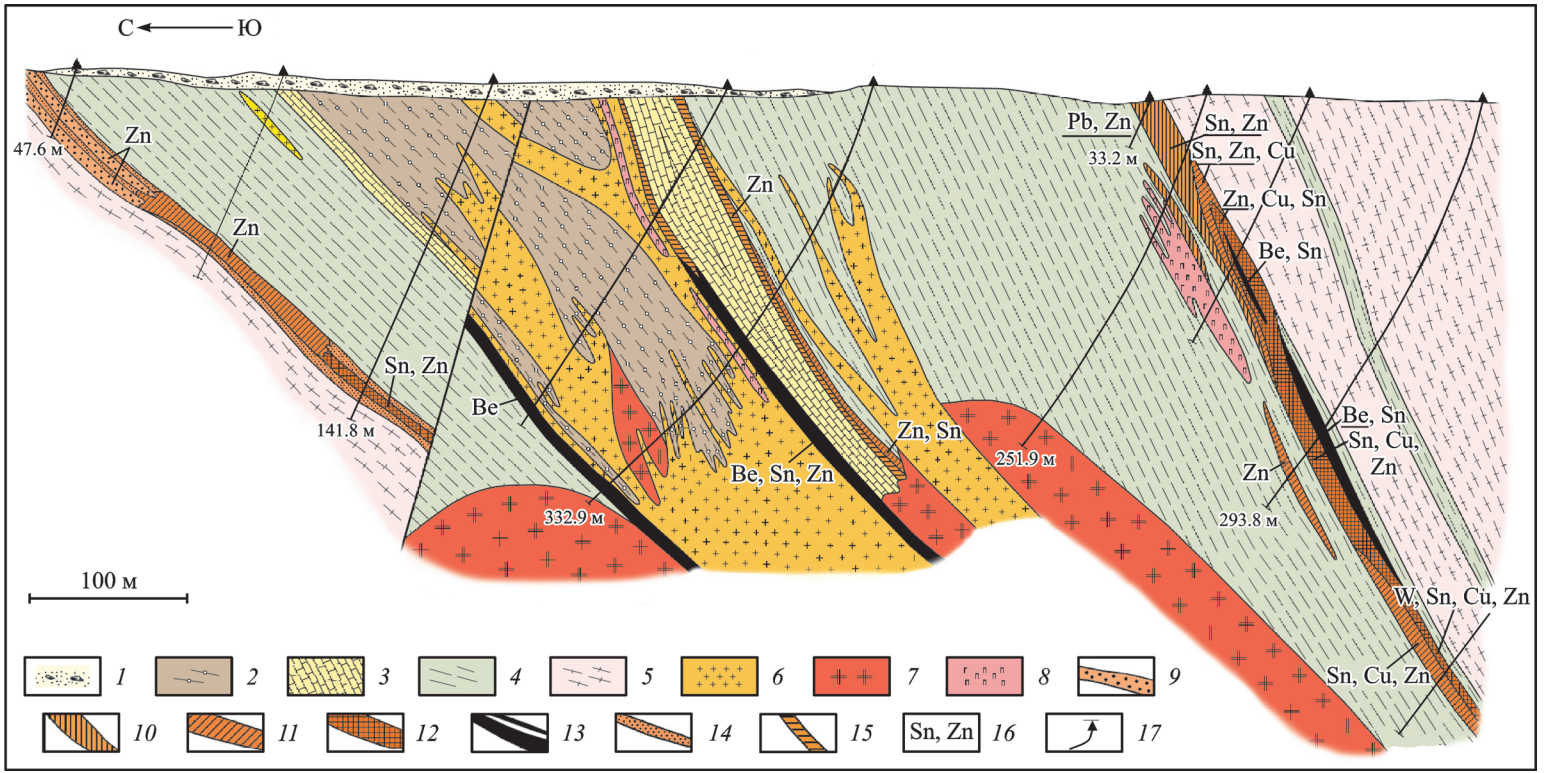


Рис. 103. Геологический разрез месторождения Хопунваара. Питкярантский рудный район.

1 — четвертичные отложения; *2* — глиноземистые сланцы ладожской серии; *3—4* — питкярантская свита: *3* — мраморы и кальцифиры, *4* — амфиболовые сланцы и амфиболиты; *5* — гнейсограниты куполов; *6—7* — граниты Салминского массива: *6* — Li-F граниты, *7* — выборгиты и питерлиты; *8* — керамические пегматиты; *9—14* — рудоносные метасоматические породы: *9* — карбонат-кварцевые метасоматиты, *10—12* — апоскарновые пропилиты (*10* — кварц-хлоритовые, *11* — эпидотовые и флогопит-эпидотовые, *12* — амфиболовые); *13* — апоскарновые грейзены; *14* — известковые скарны; *15* — магнезиальные скарны; *16* — рудные элементы (ведущие элементы подчеркнуты); *17* — скважины.

массива здесь может достигать 1 км (Хазов, 1973). Дайки Li-F гранитов либо отсутствуют, либо очень редки. По масштабам месторождения второго типа более значительны, чем первые, и оцениваются как средние по запасам олова. Рудные залежи имеют преимущественно пластовую форму и залегают согласно с вмещающими породами. Для них нередко характерно сложное строение, обусловленное совмещением рудоносных метасоматитов различных этапов и стадий минералообразования, а также наличием фациальной зональности внутри «простых» тел метасоматитов.

На месторождениях района выделены (Ларин и др., 1991) следующие основные типы рудоносных метасоматитов: магнезиальные и известковые скарны, флюорит-везувиан-магнетитовые метасоматиты, апоскарновые метасоматиты (грейзены, пропилиты и полевошпатовые метасоматиты) и поздние кварц-карбонатные метасоматиты. Магнезиальные скарны, как правило, фиксируются в виде реликтов среди известковых скарнов. С ними связаны сопутствующие Fe и Zn оруденения. Известковые скарны, с которыми ассоциирует сингенетическое Fe-Zn и Sn-оруденение, являются наиболее распространенным типом метасоматических пород месторождений. Бóльшая часть Sn в скарнах находится в рассеянной, преимущественно изоморфной форме в гранатах, где содержания его достигают 2.2% (Ларин и др., 1981; Amelin et al., 1991). Флюорит-везувиан-магнетитовые метасоматиты распространены исключительно на месторождениях первого типа. С ними связано бериллиевое оруденение, причем практически весь Be находится в виде изоморфной примеси в везувиане (до 0.85%). Апоскарновые грейзены также развиты исключительно на месторождениях первого типа. Преобладающим распространением пользуются флюорит-слюдистые и магнетит-флюорит-слюдистые грейзены. С ними связана Be, Sn, Li, флюоритовая, иногда W и Mo минерализация. Апоскарновые грейзены имеют зональное строение, нередко образуя с апоскарновыми пропилитами единые тела, связанные фациальной зональностью (табл. 38). При этом апоскарновые грейзены образуют тыловые зоны, а апоскарновые пропилиты — фронтальные зоны единой метасоматической колонки (Ларин и др., 1991). Апоскарновые пропилиты встречаются на всех месторождениях района. Наибольшим распространением пользуются амфиболовые пропилиты, и наиболее типичны они для месторождений второго типа. С ними связана основная часть Sn-полиметаллического оруденения района. Кварц-карбонатные метасоматиты распространены на всех месторождениях, но масштабы их проявления сравнительно невелики. Cu-Zn и реже Sn минерализация в них, как правило, имеет переотложенный характер. Формирование скарнов происходило при температуре > 650—560ºС, флюорит-везувиан-магнетитовых метасоматитов — 540—520, апоскарновых грейзенов — 470—380, апоскарновых пропилитов — 380—280 и поздних кварц-карбонатных метасоматитов < 270—280ºС (Ларин, 1980; Amelin et al., 1991).

Скарновые месторождения формировались в ходе двух этапов рудообразования: синмагматического и постмагматического (Ларин, 1980; Ларин и др., 1991). С первым этапом связано формирование магнезиальных скарнов с бедным Fe-Zn оруденением и более поздних известковых скарнов с Fe-Zn и Sn оруденением. Метасоматиты первого этапа формируются в период, когда магма гранитов рапакиви была еще не закристаллизована. Главной рудоносной стадией второго (постмагматического) этапа является грейзеново-пропилитовая, и именно с ней связано основное промышленное Be-Sn и Sn-полиметаллическое оруденение Питкярантского рудного района.

Изучение зональности месторождений показало, что латеральная зональность по простиранию и падению рудных тел имеет малоконтрастный расходящийся

Сводная метасоматическая колонка для тел апоскарновых грейзенов, Питкярантского

Минералы		Зоны		
		топаз-кварцевая	флюорит-топаз-слюдистая	флюорит-слюдистая
Породообразующие	Главные	Топаз, кварц	Флюорит, топаз, Li-биотит, протолитионит	Флогопит, флюорит, селлаит, ганит, корунд
	Второстепенные	Мусковит, ганит	Маргарит, ганит	Диаспор, флюорит, фаялит, Li-биотит, маргарит, гастингсит
Рудные	Главные	Берилл	Хризоберилл	Хризоберилл
	Второстепенные	Хризоберилл, касситерит	Берилл, касситерит	Группа гельвина, броммелит, биттеит, тааффеит, касситерит, шеелит, леллингит, арсенопирит
Рудные элементы	Главные	Be	Be	Be
	Второстепенные	Sn, Li	Sn, Li	Sn, W

характер и контрастный, как правило, асимметричный однонаправленный характер по мощности рудных залежей. Вертикальная зональность в общем случае имеет симметричный расходящийся характер (рис. 103). Общий ряд зональности для месторождений первой группы: **Be**, Li, Sn → (Be), Sn, W, (As), Cu, Zn → Sn, Cu, Zn, (Pb) → (Cu, Zn), Pb. В месторождениях второй группы выпадают начальные члены зонального ряда: **Sn → Sn**, **Cu**, (Zn) → Cu, Zn → Zn. Рудная зональность закономерно связана с зональностью метасоматических пород, главным образом второго этапа минералообразования. Центры рудных залежей, по отношению к которым проявлена симметричная вертикальная зональность, располагаются практически на одном гипсометрическом уровне для большинства месторождений района. Наиболее богатое оруденение контролируется этой поверхностью. Именно к ней приурочены Sn- и Be-Sn рудные столбы, имеющие тенденцию к субгоризонтальному расположению в плоскости карбонатных горизонтов (рис. 104). При этом наблюдается как бы «растекание» минерализации от крутопадающих рудоподводящих каналов вдоль послойных руконтролирующих нарушений в рудовмещающих карбонатных горизонтах зоны пересечения их с поверхностью этого уровня.

Геохронологическое изучение гранитов Салминского массива и руд Питкярантского рудного района (см. рис. 14) подтвердили представления о существовании двух разорванных во времени этапов рудообразования. Sm-Nd минеральные изохроны, построенные по двум образцам оловоносных скарнов месторождения Кители, отвечают возрасту 1546 ± 28 и 1558 ± 30 млн лет (Ларин и др., 1991;

Таблица 38

грейзеново-пропилитовых и пропилитовых тел месторождений рудного района

флюорит-полевошпатовая	амфиболовая	флогопит-эпидотовая	кварц-хлоритовая
Плагиоклаз (An_{21-51}), альбит, ортоклаз, флюорит	Актинолит, роговая обманка	Эпидот, флогопит, актинолит, кварц, кальцит, клиноцоизит	Дафнит, кварц, кальцит, флогопит, эпидот
Роговая обманка, гастингсит, флогопит, ганит, кварц, флюоборит, корунд	Флогопит, эпидот, гастингсит, кварц, флюорит, кальцит, ганит	Флюорит, фенгит, дафнит	Скаполит, альбит, актинолит, пренит
Касситерит, группа гельвина, фенакит, арсенопирит, леллингит	Касситерит, халькопирит, сфалерит, пирротин, магнетит	Касситерит, сфалерит, халькопирит, пирротин, пирит, магнетит	Галенит, сфалерит, касситерит, гематит, мушкетовит, магнетит, пирит
Халькопирит, кубанит, сфалерит, пирротин, шеелит, висмутин, теллуриды, самородные Au, Ag, Bi	Пирит, кубанит, галенит, висмутин, молибденит, теллуриды, станнин, шеелит, самородные Au, Ag, Bi	Галенит, шеелит	Халькопирит
Sn, Be	Sn, Cu	Sn, Zn, Cu	Pb, Zn, Sn
Zn, Cu, W, As	Zn, W, As	W, Pb,	Cu

Amelin, Larin, 1994). Близкое, но с существенно большей точностью значение возраста — 1540±9 млн лет — было получено U-Pb методом по единичным зернам скарнового граната того же месторождения (Amelin, Larin, 1994). Последнее полностью соответствует возрасту кристаллизации гранитов рапакиви из северной и центральной частей массива (1541—1535 млн лет), в зоне развития которых расположены скарновые месторождения (см. рис. 13). Таким образом, геохронологические данные подтверждают геологические представления о формировании рудоносных метасоматитов первого этапа синхронно с кристаллизацией гранитов рапакиви северной части массива (Ларин, 1980). По-видимому, завершающие стадии скарнового процесса происходили, когда краевые части гранитных тел были уже закристаллизованы, так как изредка фиксируются тела эндоскарнов по гранитам рапакиви. Возраст эндоскарнов, определенный U-Pb методом по циркону (1536.6±2.5 млн лет), также соответствует возрасту кристаллизации гранитов рапакиви (Amelin et al., 1997; Amelin, Larin, 1994).

Формирование рудоносных метасоматитов второго этапа оторвано во времени от становления батолита и формирования рудоносных скарнов. Возраст апоскарновых грейзенов, полученный Sm-Nd изохронным методом по минералам, составляет 1492±25 млн лет (Ларин и др., 1991). Таким образом, минимальный разрыв во времени между образованием апоскарновых грейзенов и кристаллизацией самых поздних гранитов рапакиви (1530±0.6 млн лет) составляет 13 млн лет. Эти данные, а также наличие вертикальной симметричной расходящейся рудной и метасоматической зональности на скарновых месторождениях района

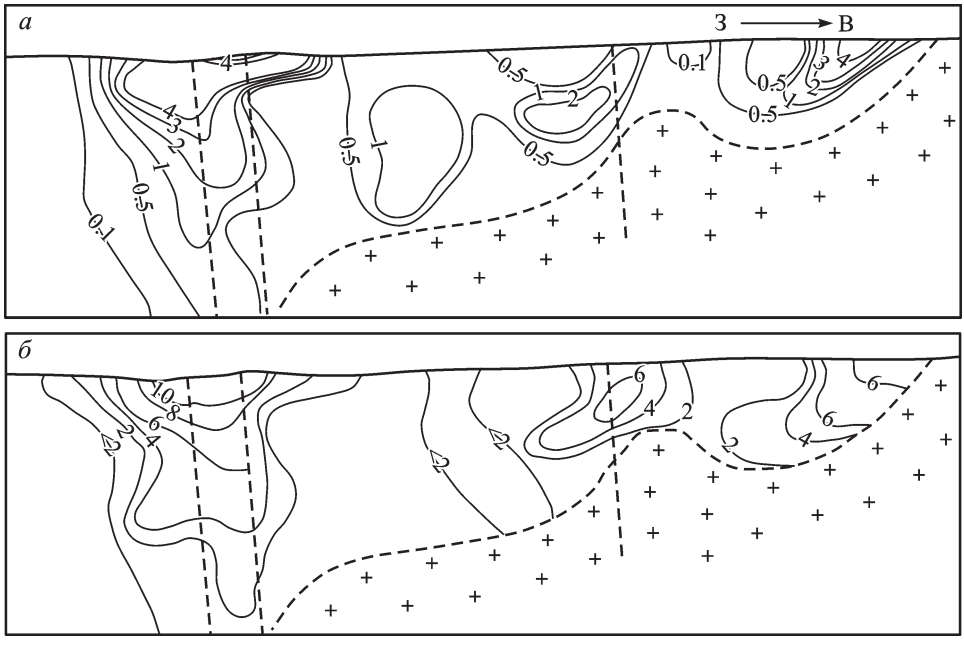


Рис. 104. Распределение Sn-оруденения (в метропроцентах) (*а*) и рудоносных амфиболовых апоскарновых пропилитах (суммированные мощности) (*б*) в плоскости вертикальной проекции нижнего карбонатного горизонта питкярантской свиты месторождения Кители.

свидетельствуют, скорее всего, об отсутствии прямых генетических связей данного оруденения с куполами Li-F гранитов, вскрываемых скважинами под рудными зонами на глубинах от 70 до 400 м. К аналогичным выводам пришли В. В. Гавриленко и Ю.Б. Марин (2001) при анализе характера связей крупных оловорудных месторождений мира с Li-F гранитами как с непосредственными источниками рудного вещества.

Исследование Pb-изотопной систематики руд и магматических пород района (рис. 60) продемонстрировало единство источника вещества руд скарновых месторождений Питкярантского рудного района и гранитов рапакиви Салминского батолита и резкое отличие их от более древних месторождений региона различных типов (Ларин и др., 1990, 1991; Neymark et al., 1994). Изучение изотопного состава Nd-рудоносных метасоматитов (Ларин и др., 1991) показало, что в составе оловоносных известковых скарнов доминирует компонент вмещающих пород. Это хорошо согласуется с геологическими данными об экстенсивном развитии метасоматических процессов первого этапа, захватывающих большой объем вмещающих пород. В то же время рудоносные метасоматиты постмагматического этапа были сформированы главным образом за счет привноса вещества из рапакивигранитного источника. В отличие от скарнов они образуют компактные тела, четко приуроченные к конкретным рудоконтролирующим структурам. Исследования Re-Os изотопной систематики молибденитов из скарновых месторождений района (табл. 35) свидетельствуют о еще более сложной истории формирования этих месторождений (Stein et al., 1996). Возраст молибденита из Li-F гранитов (1575 млн лет), определнный Re-OS методом, достаточно близок к возрасту гранитов Салминского плутона, определенному U-Pb методом по циркону (табл. 19).

В то же время возраст молибденитов (Re-Os метод) из скарнов Старого рудного поля и месторождения Кители (12 образцов) оказался существенно древнее — 1827—1763 млн лет. Близкий возраст, 1814±8 млн лет, был получен для молибденита из рудопроявления Куйваниеми (табл. 35), расположенного примерно в 8 км к западу от рудников Старого Рудного Поля, вне зоны контактового воздействия Салминского батолита (см. рис. 13). Рудопроявление представляет собой серию субсогласных жильных тел пегматоидных кварц-полевошпатовых метасоматитов с молибденитовой вкрапленностью, локализованных на контакте гнейсогранитов куполов и сланцев питкярантской свиты. В западной части Северного Приладожья в ассоциации с позднеорогенными гранитами также известны W-Mo и W рудопроявления различных типов (Ларин, Гордиенко, 1981). Возраст этих гранитов 1815—1770 млн лет (Eklund et al., 1998; Väisänen et al., 2000). Интересно отметить, что аналогичный возраст (Re-Os метод) молибденитов (1807—1763 млн лет) был получен для W-Mo скарновых месторождений Биспберг и Вингструм (рудный район Бергслаген, Швеция), также ассоциирующих с позднесвекофеннскими гранитами (Sundblad et al., 1996). Исходя из этих данных, можно полагать, что часть Mo минерализации Питкярантского рудного района, по крайней мере та, которая ассоциирует со скарнами, была сформирована на 250—300 млн лет раньше (в позднесвекофеннское время), чем основная масса комплексных руд этого района. В то же время Mo минерализация в Li-F гранитах и, вероятно, в апоскарновых грейзенах связана с гранитами рапакиви Салминского плутона.

Жильные проявления полиметаллической минерализации в гранитах рапакиви. В линейных корах выветривания каолинит-гидрослюдистого типа по гранитам рапакиви выявлены мелкие жильные проявления галенит-пирит-сфалеритовой минерализации, не представляющие экономического интереса. Специфической особенностью галенита этих проявлений является сильнорадиогенный изотопный состав Pb (свинец J-типа), резко отличный от галенитов из скарновых месторождений района (табл. 27). Если в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$—$^{207}Pb/^{204}$ Pb (рис. 105) провести прямую, которая соединяет точку, отвечающую изотопному составу Pb этого галенита, и точку, отвечающую усредненному изотопному составу Pb галенитов скарновых месторождений и наименее радиогенных полевых шпатов гранитов рапакиви Салминского плутона, и предположить, что источником вещества рассматриваемого галенита были вмещающие граниты рапакиви, то полученная линейная зависимость будет представлять собой так называемую двухточечную изохрону T_1-T_2. По параметрам этой изохроны можно оценить возраст наложенного процесса (T_2), задавшись возрастом корового источника (T_1). Для T_1 = 1540 млн лет (U-Pb возраст вмещающих гранитов рапакиви) мы получим оценку T_2 около нуля. Таким образом, формирование данной сульфидной минерализации и соответственно вмещающей ее линейной коры выветривания могло происходить совсем недавно. Разрушение калишпата, главного носителя Pb гранитов, в ходе его каолинизации приводило к выносу большого количества этого элемента из зон выветривания и отложению метеорными растворами в сульфидных жилах. Высокая радиогенность рудного Pb обусловлена тем, что из полевых шпатов экстрагировался в первую очередь более подвижный радиогенный Pb, не связанный со структурой минерала. Кроме того, значительное количество радиогенного существенно ураногенного Pb могло выделиться из пленочной интергранулярной урановой минерализации, характерной для гранитов рапакиви.

Кроме этих двух типов минерализации в конце прошлого века на территории района в йотнийских осадочных породах салминской свиты (нижний рифей), выполняющих Пашский грабен, выявлены россыпные концентрации касситерита и урановая минерализация типа «несогласий» (рис. 13).

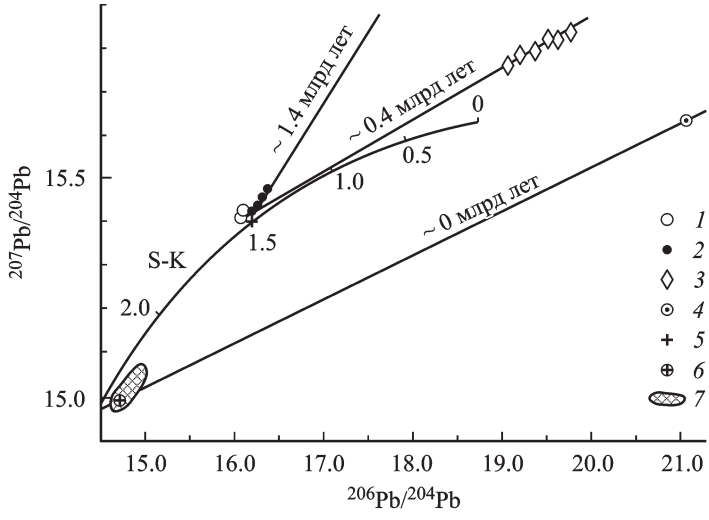


Рис. 105. Pb-Pb изохроны для различных типов руд, ассоциирующих с гранитами рапакиви Салминского и Выборгского батолитов.

1—4 — галениты: *1* — грейзены с Веминерализацией в Выборгском батолите; *2*, *3* — жильная сульфидная минерализация в Выборгском батолите (*2* — кварц-эпидотовые жилы, I-тип, *3* — кварцевые жилы, II-тип); *4* — жилы и гнезда галенита в линейных корах выветривания Салминского батолита; *5, 6* — наиболее примитивные изотопные составы свинца в полевых шпатах (остатки от выщелачивания) гранитов рапакиви: *5* — Выбргский батолит, *6* — Салминский батолит; *7* — поле галенитов Питкярантского рудного района.

Палеороссыпи касситерита. Палеороссыпи касситерита, расположенные в северо-восточной части грабена, не представляют экономического интереса. Своим происхождением они обязаны выводом на эрозионную поверхность в йотнийское время (1.46 млрд лет назад) скарновых месторождений района и их частичным размывом (Хазов, 1973).

Уран-полиметаллическое месторождения Карку. Месторождение расположено также в северо-восточной части грабена. По запасам урана оно оценивается как среднее (Михайлов и др., 1999). Основная часть руд приурочена к горизонтам аркозовых и полевошпат-кварцевых песчаников с прослоями конгломератов, залегающих в непосредственной близости от поверхности несогласия с дорифейским фундаментом (рис. 106). Реже минерализация развита в реголитах основания. Породы фундамента у поверхности стратиграфического несогласия подверглись сильному физическому и химическому выветриванию. Кора выветривания распространяется на глубину до 30 м и более. Рудные тела имеют пластовую и линзовидную форму. Они кулисно расположены в пределах рудной зоны. Содержания урана в богатых рудах достигают 3% и более. Урановая минерализация представлена тонкой вкрапленностью настурана и коффинита в ассоциации с пиритом, марказитом, пирротином, сфалеритом, молибденитом, халькопиритом, а также сульфоарсенидами и арсениидами Ni и Co (Величкин и др., 2005). Рудные тела сопровождаются ореолом гидротермальных изменений, главным образом карбонатизации и хлоритизации, а также частичным растворением и переотложением обломочного кварца. В то же время интервалы богатых руд контролируются участками интенсивного развития трещиноватости.

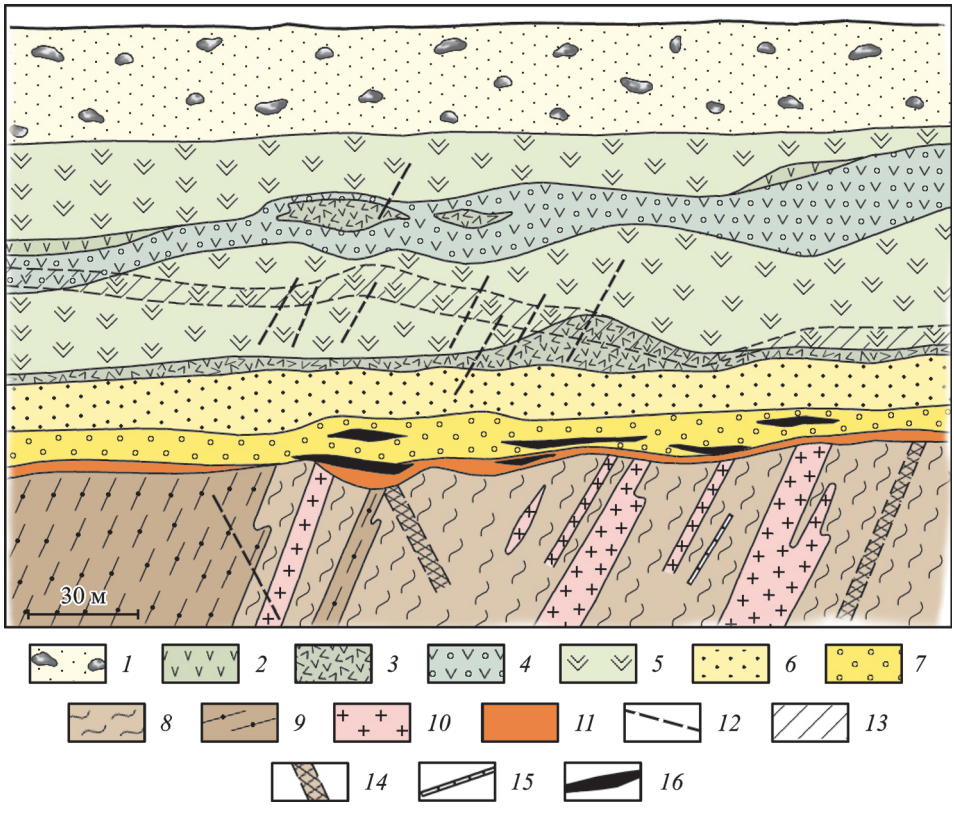


Рис. 106. Геологический разрез через III рудную залежь U месторождения Карку (Северное Приладожье, Карелия). По: Величкин и др. (2005), с упрощениями и изменениями.

1 — четвертичные отложения; *2—7* — вулканогенно-осадочные породы салминской свиты (нижний рифей): *2* — базальты афировые, *3* — лавобрекчии, *4* — базальты миндалекаменные, *5* — порфириты базальтовые, *6* — песчаники, гравелито-песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, *7* — гравелиты, гравелито-конгломераты с прослоями песчаников и конгломератов, подвергшихся процессам растворения и регенерации обломочного кварца; *8—10* — метаморфические и магматические породы фундамента (палеопротерозой): *8* — биотит-графитистые сланцы, *9* — биотит-амфиболовые сланцы с графитом, *10* — пегматоидные граниты; *11* — нижнерифейская кора выветривания; *12—14* — разрывные нарушения: *12* — милонитовые швы и зоны брекчирования, *13* — зоны трещиноватости, *14* — бластокатаклазиты; *15* — кварц-карбонатные и карбонатные прожилки; *16* — урановорудные тела.

Возраст наиболее раннего уранового оруденения, определенный U-Pb методом (CREGU, Нанси), составляет 1405 ± 76 млн лет (Шурилов, 2005). Такое значение возраста свидетельствует о том, что процессы рудообразования начинаются практически сразу (или вскоре) после формирования вулканогенно-осадочной толщи. Кроме этого, фиксируются еще два эпизода образования (или преобразования) урановых руд: 1131 ± 32 и 412 ± 11 млн лет. Последний из них хорошо коррелируется со временем формирования урановой минерализации в вендских отложениях Южного Приладожья. Самый последний эпизод связан с воздыманием основания грабена в четвертичное время, в ходе которого размывались рифейские толщи, а поверхностные воды проникали в рудоносную толщу (Шурилов, 2005).

По особенностям структурного положения руд, специфике их состава, физико-химическим условиям рудообразования и морфологии рудных тел это месторождение ближе всего к месторождениям типа «несогласий» бассейна Атабаска (Величкин и др., 2005).

Месторождение еще слабо изучено и относительно его генезиса, и особенно проблемы источников урана, существуют самые разнообразные точки зрения. Однако нам представляется, что наиболее вероятным источником урана в таких месторождениях являются граниты рапакиви Салминского батолита, а также терригенные породы салминской свиты, образованные главным образом за счет размыва этих гранитов (Горцевский, Поликарпов, 1994). Геохимические исследования различных пород района показали, что высокие концентрации урана характерны главным образом для гранитов рапакиви (Беляев, Львов, 1981). Кроме того, важной особенностью этих гранитов является то, что бóльшая часть U в них находится в легко растворимой (подвижной) форме. Радиографические исследования Э. М. Пинского (ВСЕГЕИ), выполненные методом «осколковых радиографий», показали, что преобладающая часть урана находится в межзерновом пространстве в «пленочной» форме. Данные по выщелачиванию содовыми растворами и дистиллированной водой также демонстрируют высокую растворимость урана в гранитах рапакиви. Кроме того, специфика структуры последних, а именно крупнозернистость и наличие кристаллов идиоморфного дипирамидального кварца, предопределили его механическую неустойчивость и быструю разрушаемость в гипергенных условиях. Собственно говоря, на это указывает и само название пород — «рапакиви», что в переводе с финского означает гнилой камень. Это свойство гранитов рапакиви заметно облегчает фильтрацию флюидов по ним в приповерхностных условиях. Таким образом, не исключено, что интенсивные экзогенные процессы йотнийского времени, в ходе которых была сформирована химическая кора выветривания по гранитам рапакиви, могли приводить к выщелачиванию и мобилизации больших объемов U и сопутствующих ему Pb, Zn, Mo, Ag, а также отложению их на восстановительных барьерах в сероцветных песчаниках салминской свиты. Следует также отметить, что блок дорифейского основания, на границе которого с рифейской вулканогенно-осадочной толщей расположено урановое месторождение, представляет собой маломощную пластину, провес кровли Салминского батолита, ниже которой на глубины в несколько километров прослеживаются граниты рапакиви. В районе месторождения они представляют собой апикальную часть батолита, в которой достаточно широко проявились гидротермально-метасоматические процессы (фельдшпатизация, грейзенизация, окварцевание и др.). С зонами грейзенизации связано обогащение ураном (в среднем 9.7 ppm), причем бóльшая его часть находится в легкоподвижной форме (личное сообщение В. А. Михайлова, ВСЕГЕИ). Кроме того, не исключено, что часть рудных элементов могла выщелачиваться из первичных руд скарновых месторождений. Бурением под вулканогенно-осадочными породами салминской свиты (в непосредственной близости от месторождения Карку) в породах фундамента были выявлены скарновые Sn-полиметаллические и полиметаллические рудопроявления (Хазов, 1973; Горцевский, Поликарпов, 1994).

Согласно представлениям В. И. Величкина и соавторов (2005), мобилизация легкоподвижного урана из осадочных и кристаллических пород осуществлялась, вероятнее всего, подземными водами метеорного и/или диагенетического происхождения. Эти воды просачивались через проницаемую толщу осадочных пород, достигая поверхности фундамента, который являлся водоупором, и циркулировали вдоль поверхности несогласия. Над зонами крутопадающих раз-

ломов фундамента эти воды смешивались с восходящими потоками растворов, содержащими газообразные и жидкие восстановители и некоторые металлы. В результате в песчано-гравеллитовых породах, залегающих в основании впадины, происходило восстановление U^{+6} до U^{+4} и выпадение в осадок диоксидов урана. Восходящие потоки растворов, вероятнее всего, были обусловлены повышенным термическим градиентом. Наличие последнего могло быть связано как с существованием остывающего глубинного магматического очага базальтовой магмы йотнийского этапа, так и с накопленным радиогенным теплом под экраном рифейских осадочных толщ. Термальное влияние магматического очага было столь велико, что привело к перестройке Rb-Sr изотопной системы в гранитах рапакиви Салминского массива (Neymark et al., 1994). С учетом громадных объемов гранитов рапакиви, отличающихся высокими содержаниями U, Th, K и Rb, и эффекта термостатирования роль второго фактора могла оказаться существенной.

5.1.5.2. Месторождения и рудопроявления в гранитах рапакиви Южной Финляндии

В пределах Выборгского плутона гранитов рапакиви, а также зон его ближайшего экзоконтакта известны редкометалльно-полиметаллические проявления (Haapala, 1974) и мелкие полиметаллические месторождения, часть из которых в XVI—XVIII вв. разрабатывалась на Pb и Ag (рис. 102).

Грейзены и кварцевые жилы с редкометалльно-полиметаллические оруденением. Этот тип минерализации не имеет экономического значения и известен в целом ряде массивов Южной Финляндии, например в массиве Ахвенисто, сателлите Выборгского батолита, штоке Еурайоки, сателлите массива Лайтила, штоке Куми Выборгского батолита. Грейзены всегда ассоциируют с небольшими телами Li-F гранитов.

Типичный пример — шток Куми, сложенный Li-F гранитами и имеющий зональное строение. В центральной его части развиты порфировидные граниты, в краевой — равномернозернистые, а по границе с вмещающими выборгитами прослеживается полоса штокшайдеров. Все граниты содержат топаз, кроме того — молибденит, бастнезит, монацит, арсенопирит, турмалин, берилл и колумбит. Тела грейзенов и кварцевых жил секут граниты штока и вмещающие выборгиты. Рудные минералы в них представлены касситеритом, вольфрамитом, бериллом, гентгельвином, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и арсенопиритом (Haapala, 1995).

Эпитермальная жильная полиметаллическая минерализация. Этот тип низкотемпературной сульфидной минерализации развит исключительно среди гранитов рапакиви. Выделяются два типа жил: 1) эпидотовые и кварц-эпидотовые жилы с галенитом и халькопиритом, иногда сфалеритсодержащие; 2) кварцевые жилы и рои жил с преимущественно галенитовой или галенит-сфалеритовой минерализацией.

Анализ Pb-изотопных данных (рис. 105) по всем вышеперечисленным объектам (Vaasjoki, 1977) свидетельствует о существенных различиях в их возрасте и генезисе. Грейзеновые проявления были сформированы в пневматолитовую стадию за счет флюида, отделявшегося от кристаллизующихся гранитов рапакиви (Vaasjoki, 1977). Изотопный состав Pb галенитов грейзенов наиболее близок к изотопному составу обыкновенного Pb гранитов рапакиви. Полевые шпаты последних чаще обладают несколько более радиогенным изотопным составом Pb, что, по-видимому, обусловлено некоторой варьирующей добавкой радиогенного

компонента за счет распада U «in situ». В отличие от грейзенов галениты полиметаллических месторождений явно обогащены радиогенным Pb — свидетельство того, что формирование этих месторождений имело место спустя значительное время после становления плутонов гранитов рапакиви. Причем, если в месторождениях 1-го типа эта добавка сравнительно невелика ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 16.251—16.334; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.441—15.471), то в месторождениях 2-го типа мы имеем дело уже с типичным аномальным свинцом J-типа ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 19.052—19.686; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.766—15.835). Pb-изотопные данные для полиметаллических месторождений 2-го типа в системе координат $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ образуют единую зависимость (СКВО = 0.12), проходящую через точки, отвечающие изотопным составам Pb-галенитов грейзеновых проявлений и наименее радиогенных изотопных составов Pb полевых шпатов рапакиви. Рассматриваемая линейная зависимость представляет собой T_1-T_2—изохрону, по параметрам которой можно оценить возраст наложенного процесса (T_2), зная возраст источника (T_1). Для T_1 = 1660 млн лет — U-Pb возраст вмещающих гранитов рапакиви, (Vaasjoki, 1977, 1993) — мы получаем оценку T_2 порядка 450 млн лет. Такого же типа изохрону можно построить и для месторождений 1-го типа. В последнем случае оценка T_2 будет составлять около 1400 млн лет. Полученные возрастные оценки полиметаллических месторождений очень близки к оценкам формирования и преобразования урановых руд месторождения Карку в Северном Приладожье.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что полиметаллические месторождения были сформированы в ходе двух тектонических событий: йотнийского и каледонского. Свинец, а вместе с ним и другие рудные компоненты (Cu, Zn) были мобилизованы из рудовмещающих гранитов рапакиви. Более радиогенный изотопный состав Pb-галенитов полиметаллических месторождений по сравнению с вмещающими гранитами (Rämö, 1991) свидетельствует, скорее всего, о том, что в ходе процессов мобилизации вещества из гранитов селективно извлекались радиогенные изотопы Pb. Сравнительно низкие значения $^{208}Pb/^{204}Pb$ (35.74—35.84 и 38.78—39.07 для месторождений 1-го и 2-го типов соответственно) по сравнению с $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Vaasjoki, 1977) свидетельствуют, по-видимому, о низкотемпературных условиях процесса реювенации, когда происходило селективное извлечение ураногенных изотопов Pb. Маловероятно, что формирование жильных полиметаллических месторождений было связано с какими-либо эндогенными процессами, хотя йотнийское тектоническое событие (1.46 млрд лет) сопровождалось континентальным базитовым магматизмом в 200—350 км к востоку, в пределах Пашского грабена. Более вероятным представляется, что формирование этих месторождений было связано с гипергенными процессами. Отчетливо устанавливается, что мощная денудация и химическое выветривание гранитов рапакиви Балтийского щита имели место в йотнии и в раннем палеозое. Вулканогенно-осадочные и осадочные породы этого времени залегают на коре выветривания гранитов рапакиви целого ряда плутонов. Раннепалеозойская денудация отчетливо фиксируется по залеганию платформенных осадочных пород этого возраста на гранитах рапакиви Салминского и Выборгского плутонов.

5.1.5.3. Эволюция рудообразования в гранитах рапакиви южной части Балтийского щита

Анализ различных изотопных систем как рудоносных гранитов рапакиви Салминского и Выборгского батолитов, так и ассоциирующих с ними рудных месторождений различных типов свидетельствует о сложной длительной по-

лигенной и полихронной истории рудообразования. Общий возрастной интервал формирования всей этой минерализации составляет около 1.8 млрд лет. Разумеется, рудообразование имело дискретный характер во времени, и сами импульсы рудообразования были весьма кратковременными (в масштабах геологического времени).

В целом формирование руд, ассоциирующих с этими гранитами, укладывается в три больших этапа (табл. 39): добатолитовый, батолитовый и постбатолитовый. Оруденение первого этапа представлено более древней Mo-минерализацией позднесвекофеннского возраста (1.83—1.76 млрд лет) в месторождениях Питкярантского рудного района, которая, попав в зону действия флюидной системы, связанной с Салминским массивом, сохранилась в ней как реликт. Кристаллы древнего молибденита, по-видимому, даже не были перекристаллизованы; на это указывает то, что Re-Os изотопная систематика в них осталась практически ненарушенной. Это тем более странно, что Mo минерализация локализована в известковых скарнах, формирование которых связано с контактовым воздействием Салминского батолита и резко отличных от более древних скарнов, образующихся в ходе свекофеннской орогении (Ларин, Гордиенко, 1981).

С периодом становления батолитов гранитов рапакиви связано формирование высоко- и среднетемпературного редкометалльно-полиметаллического оруденения грейзенового и скарнового типов. Связь этого эндогенного оруденения с гранитами рапакиви в настоящее время почти ни у кого не вызывает сомнения (Никольская, Ларин, 1972; Хазов, 1973; Ларин, 1973, 1980; Ларин и др., 1990, 1991; Amelin et al., 1991; Haapala, 1995, 1997). На это указывают следующие факты: 1) редкометалльная специализация гранитов рапакиви, усиливающаяся к поздним наиболее фракционированным Li-F гранитам, которые по своим геохимическим характеристикам принадлежат уже к типичным оловоносным гранитам (Хазов, 1973; Беляев, Львов, 1981; Ларин и др., 1991); 2) пространственная и временна́я связь гранитов и руд (Шергина и др., 1982; Ларин и др., 1991; Amelin et al., 1991; Amelin, Larin, 1994); 3) идентичность изотопных составов свинцовых руд и гранитов рапакиви (Ларин и др., 1990, 1991; Vaasjoki, 1977).

Чрезвычайно интересной представляется полихронность рудообразования, связанного с функционированием единой флюидно-магматической системы. Обычно принимаемая модель для гидротермального рудообразования, связанного с гранитами, предполагает, что внедрение плутона, гидротермальная циркуляция и отложение рудной минерализации происходят в течение весьма незначительного периода времени — менее 10^6 лет (Cathles, 1990; Nesbit, 1990). Эта модель подтверждается вычислениями жизни активных геотермальных систем, а также геохронологическими данными по многим редкометалльным месторождениям (Иванова и др., 1996; Чернышев и др., 1998; Коваленко и др., 1999; Костицин, 2002). В то же время для целого ряда месторождений, таких как Sn-полиметаллические Корнуолла, Sn-W Панашкейра, W-Sn Сихоте-Алиня и другие, было показано, что рудная минерализация может иметь более молодой возраст (на 5—40 млн лет), чем вмещающие гранитные плутоны (Snee et al., 1988; Chesley et al., 1993; Крымский, 1997; Лебедев и др., 1999). К последней группе относятся и скарновые месторождения Питкярантского рудного района, в которых отчетливо устанавливаются два этапа рудообразования (синмагматический и постмагматический), значимо различающихся по возрасту, — как минимум на 13 млн лет (Ларин и др., 1991).

Первый, скарновый, этап с сопутствующим Fe-Zn и Sn оруденением, осуществлялся практически синхронно с кристаллизацией гранитов рапакиви и был, вероятно, связан с отделением флюида на ранней стадии эволюции исходной

Таблица 39

Длительность и дискретность формирования оруденения в месторождениях и рудопроявлениях, ассоциирующих с гранитами рапакиви Салминского и Выборгского батолитов, Балтийский щит

Салминский батолит (1547—1530 млн лет)			Выборгский батолит (1665—1615 млн лет)
Этап	Типы руд и месторождения		Типы руд и месторождения
Добатолитовый	**Скарновые месторождения Питкярантского рудного района** Молибденитовая минерализация в скарнах и кварц-полевошпатовых метасоматитах *T*(Re-Os) = 1827—1763		
Батолитовый	Магматическая стадия Магнезиальные и известковые скарны с сопутствующим Fe, Zn и Sn оруденением *T*(U-Pb) = 1540 ± 9 и 1537 ± 2.5 Li-F граниты и штокшайдеры с Ta-Nb и Mo минерализацией *T*(U-Pb) = 1538 ± 0.8 Постмагматическая стадия Апоскарновые грейзены с Be, Sn, Li оруденением Апоскарновые пропиллиты с Sn, Cu, Zn, Pb оруденением *T*(Sm-Nd) = 1492 ± 25		**Шток Куми, грейзеновые проявления** Магматическая стадия Li-F граниты и штокшайдеры с Ta-Nb, Be и Mo минерализацией *T*(U-Pb) = 1650– 1625 Постмагматическая стадия Грейзены и кварцевые жилы с Sn, Be, W, Mo, Cu, Zn и Pb минерализацией
Постбатолитовый	**Касситеритовые палеороссыпи** *T*(U-Pb) = 1460 **U месторождение Карку типа «несогласий»** 1-я стадия: *T*(U-Pb) = 1405 ± 76 2-я стадия: *T*(U-Pb) = 412 ± 11 3-я стадия: *T*(U—Pb) ~ 0	**Линейные коры выветривания** в гранитах рапакиви с Pb и Zn минерализацией *T*(Pb-Pb) ~ 0	**Эпитермальные жильные месторождения Саккиярви, Хопиала и др.** Эпидотовые и кварц-эпидотовые жилы в гранитах рапакиви с Pb, Ag, Zn, Cu оруденением *T*(Pb-Pb) ~ 1400 Кварцевые жилы в гранитах рапакиви с Pb, Ag, Zn, Cu оруденением *T*(Pb-Pb) ~ 450

магмы. Из этого следует важный вывод о возможности формирования известковых скарнов магнезиально-скарновой формации не только в ходе постмагматического этапа, как это устанавливается для большинства скарновых месторождений (Жариков, 1968), но и в магматическом этапе. Близкие по составу скарны с Sn, Cu, Fe оруденением известны на месторождениях Корнуолла, где они также формируются в наиболее раннюю (синмагматическую) стадию (Jackson et al., 1989; Chesley et al., 1993). По-видимому, отделение летучих от расплава при формировании таких скарнов могло быть обусловлено явлениями субизотермической декомпрессии, за счет резкого падения давления при быстром подъеме магмы — от уровня генерации до уровня становления (Шебанов, Эклунд, 1997). «Промывка» кристаллизующейся гранитной магмы отделяющимся от нее флюидом могла приводить к обогащению последнего рядом рудных элементов, в том числе и оловом, промышленные концентрации которого фиксируются в рудоносных метасоматитах первого этапа. Своеобразным аналогом скарнов на месторождениях касситерит-силикатного типа являются биотитовые метасоматиты. Эти породы, так же как и скарны, представляют собой наиболее ранний регионально развитый предрудный тип метасоматических пород, формирующийся в магматическую стадию по алюмосиликатным породам (Размахнин, Размахнина, 1966). Они образуются в достаточно высокотемпературных условиях и обогащены K, Rb, Fe, Sn, W, F и др. (Финашин, 1986; Крымский, 1997). Возраст этих метасоматитов соответствует возрасту рудоносных гранитов, тогда как руды моложе их примерно на 20 млн лет (Крымский, 1997). Для метасоматизма магматического этапа характерено экстенсивное развитие процесса, захватывающего громадные объемы пород. При этом происходит преимущественное рассеяние рудного вещества, особенно если в качестве эдукта выступают алюмосиликатные породы. В том случае, когда процесс развивается по химически активным карбонатным породам, формируются более компактные тела скарнов, иногда рудоносных, однако и в них также преобладает рассеяние рудного вещества. Бóльшая часть Sn и Be в них находится в изоморфной форме в силикатных породообразующих минералах.

Что касается постмагматического этапа в целом, то здесь наблюдается весьма противоречивая картина. С одной стороны, формирование рудоносных метасоматитов второго (постмагматического) этапа скарновых месторождений Питкярантского рудного района значительно оторвано во времени (> 13 млн лет) от завершения кристаллизации гранитов рапакиви Салминского батолита и формирования рудоносных скарнов. Рудная зональность на этих месторождениях также не подтверждает прямой связи этого оруденения с Li-F гранитами. С другой стороны, в аналогичных батолитах Южной Финляндии рудоносные грейзены ассоциируют исключительно с телами Li-F гранитов, располагаясь либо в них, либо в непосредственной близости (Haapala, 1995, 1997). Кроме того, в экзоконтактовых зонах тел этих гранитов иногда отмечаются зоны грейзенизации. Так что маловероятно, чтобы эти рудоносные грейзены отличались по возрасту от Li-F гранитов.

Совершенно естественно, что для этих двух близких по рудоносности типов метасоматитов должны быть задействованы различные модели формирования. По-видимому, можно исходить из того, что образование грейзенов, ассоциирующих с Li-F гранитами в Южной Финляндии, связано с эволюционным отделением высокотемпературного флюида от этих гранитов в условиях закрытой системы (Haapala, 1985). С учетом того что батолиты гранитов рапакиви, как нами было установлено, имеют композитное строение, т. е. состоят из серии более мелких плутонов с конкретной индивидуальной эволюцией для каждого и завершающих

свое развитие дифференцированными гранитами, вплоть до Li-F гранитов, мы вправе ожидать, что с каждой генерацией таких гранитов могут быть связаны подобные минерализованные грейзены. В таком случае в ассоциации с каждым батолитом возможно присутствие нескольких возрастных генераций высокотемпературных руд, время формирования которых ограничено общей длительностью магматического процесса. В отличие от этих проявлений, имеющих сугубо локальный характер, постмагматические апоскарновые рудоносные метасоматиты Питкярантского рудного района имеют региональный характер развития и их связь с каким-то конкретным типом гранитов Салминского батолита является проблематичной.

В общем плане рассматриваемая ситуация близка к той, что выявлена на Sn-полиметаллических месторождениях Корнуолла, которые связаны с гранитами гигантского Корнубийского батолита. Последний состоит из нескольких индивидуальных плутонов, сформированных в возрастном интервале 300—275 млн лет (Jackson et al., 1989; Chesley et al., 1993). История рудообразования в различных плутонах отличается друг от друга и варьирует от одновозрастной с вмещающим плутоном до существенно более молодой (на 25—40 млн лет). Послескарновая стадия рудообразования, с которой связано формирование грейзеновых и турмалиновых жил с Sn-W оруденением, в целом синхронна с внедрением гранитных магм, и руды формируются преимущественно за счет флюидов, отделявшихся в течение кристаллизации. Руды этого типа могут повторяться при внедрении последующих порций магм, тогда как наиболее богатые Sn-полиметаллические руды в кварц-турмалин-хлорит-сульфидных жилах, относящиеся к следующей (главной) стадии минерализации, формируются позже, в интервале 259—266 млн лет. Разница в возрасте между этими двумя стадиями на одном месторождении может достигать 25 млн лет. Характерной особенностью оруденения главной (Sn-полиметаллической) стадии минерализации является практическая идентичность по возрасту для всего рудного района как в наиболее молодых, так и древних плутонах. Это, а также более молодой возраст по отношению к гранитам свидетельствуют о том, что данная стадия не могла быть связана с гидротермальной деятельностью, обусловленной внедрением и остыванием вмещающих гранитов. По мнению Дж. Чесли и соавторов (Chesley et al., 1993), минерализация главной стадии, вероятнее всего, является продуктом региональной гидротермальной циркуляции, обусловленной теплом от внедрения и кристаллизации неких гипотетических невскрытых, наиболее молодых (залегающих на глубине?) «пульсов» магмы.

Нам неизвестен механизм отделения рудоносных флюидов постмагматического этапа от магматической системы Салминского батолита. Маловероятно, чтобы это было связано с очередным (завершающим) пульсом гранитной магмы, как это предлагают Дж. Чесли с соавторами для Корнубийского батолита. Никаких достоверных данных для этого нет ни для Корнубийского, ни для Салминского батолита. Тем не менее постмагматические руды, имеющие региональное развитие в обоих рудных районах, формировались со значимым отрывом во времени от завершения магматического процесса. Возможно, что присутствие этих двух стадий постмагматического рудообразования, «разорванного» во времени, связано с тем, что мы имеем дело с двумя различными типами магматической дифференциации: 1) в магматической камере, в относительно малоглубинных условиях и 2) в глубинном (нижнекоровом) магматическом очаге. При этом если в первом случае длительность данного процесса не превышала 1 млн лет (Huppert, Sparks, 1988), то во втором эта величина могла быть значительно больше. Последнее могло быть связано с общей длительностью существования магматической

системы, которая достигала в некоторых случаях 50 млн лет, за счет периодического поступления тепла из мантийного источника.

По-видимому, можно полагать, что постмагматические апоскарновые рудоносные метасоматиты Питкярантского рудного района, несущие основной объем Sn-редкометалльно-полиметаллических руд, формировались в условиях открытой системы гидростатического характера в тепловом поле Салминского батолита. Результатом деятельности этой системы было формирование рудных залежей с симметричной латеральной и вертикальной зональностью чехольного типа, центры которых локализованы в пределах единого для района гипсометрического уровня. Длительная и крупномасштабная циркуляция флюида в условиях долгоживущей геотермической аномалии обеспечивает повышение соотношения флюид/порода в зонах фильтрации за счет рециклинга (Зарайский, Балашов, 1987). При этом происходит усвоение и переотложение рассеянных концентраций и руд раннего магматического этапа. Повышенный тепловой поток в надынтрузивной зоне батолита мог поддерживаться длительное время как за счет громадного объема медленно остывающего батолита, так и за счет радиогенного тепла, высокорадиоактивных гранитов рапакиви.

С постбатолитовым этапом связано формирование широкого круга неэндогенных месторождений различных типов. Этот этап начался с йотния (1.46 млрд лет назад) и продолжается до настоящего времени (табл. 39). В нем отчетливо выделяются три стадии рудообразования: йотнийская, раннепалеозойская и современная. Обоснованность выделения этих стадий подтверждается тем, что они фиксируются независимыми изотопными методами (U-Pb и Pb-Pb) датирования. Все три стадии были сопряжены с эпохами вывода батолитов гранитов рапакиви на эрозионную поверхность. По-видимому, наиболее интенсивно процессы денудации проявились в наиболее раннюю, йотнийскую, эпоху, всего через 40 млн лет после становления последних массивов гранитов рапакиви Балтийского щита. Йотнийская денудация достигала примерно современного уровня эрозии. Уровень эрозии был таков, что практически полному размыву подверглись комагматичные рапакиви, бимодальные вулканиты хогландия. В Выборгском массиве их реликты кое-где сохранились в провесах кровли и на о. Хогланд, в Салминском массиве они были эродированы полностью. Размывались также скарновые месторождения Питкярантского рудного района. В это время по гранитам рапакиви была сформирована мощная кора химического выветривания, на которой залегают песчаники салминской свиты. В последующие эпохи фиксируется образование преимущественно линейных кор выветривания вдоль тектонически ослабленных зон. Именно с этой (йотнийской) эпохой связано формирование наиболее крупных и разнообразных по типам экзогенных месторождений, источниками для которых послужили граниты рапакиви и первичные эндогенные руды, генетически с ними связанные. Это касситеритовые палероссыпи и уран-полиметаллические стратиформные месторождения «типа несогласий» в песчаниках йотния, а также жильные полиметаллические месторождения в гранитах рапакиви. В последующие эпохи денудации, каледонскую и современную, формировались только жильные полиметаллические месторождения и рудопроявления, связанные главным образом с линейными корами выветривания. С этими же эпохами было связано переотложение урановых руд месторождения Карку.

Таким образом, история формирования месторождений и рудных полей зачастую определяется не только основной, определяющей фазой рудогенеза, но и длительной предысторией и не менее длительной «постисторией» преобразования и новообразования руд. Анализ этой истории может позволить рас-

крыть действительные факторы, контролирующие оруденение, его масштабы и, «разложив» геологические процессы по шкале времени, понять, какое сочетание факторов предопределяет создание крупных и уникальных месторождений. Проведя такой анализ, можно убедиться, что месторождения, рудные зоны или рудные районы запечатлели в своем развитии всю длительную историю формирования рудоносных структур и смены геодинамических режимов во времени.

5.2. Анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная ассоциация

Эта ассоциация имеет существенно более ограниченное распространение по сравнению с рассмотренной выше, однако в металлогеническом отношении является значительно более продуктивной. С магматическими комплексами этого типа связаны крупнейшие месторождения Sn и редких металлов, а также апатит-Fe-Ti месторождения.

5.2.1. Апатит-Fe-Ti месторождения в анортозитах

Крупные месторождения этого типа известны в южной части Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса, где развиты гигантские интрузии анортозитов (см. рис. 25, 28). По особенностям состава и строения они практически идентичны таким месторождениям предыдущей магматической ассоциации. Наиболее изучены месторождения Геранского массива, представляющего собой западный сегмент крупнейшего Джугджурского плутона (рис. 28). Здесь также сосуществуют два типа месторождений: раннемагматические (Богиде и Маймакан) и позднемагматические (Джанинское и Гаюмское). Единственное, что их отличает от аналогичных месторождений предыдущей ассоциации, это повышенные содержания апатита в рудах в среднем 10—12, иногда > 12% (Precambrian ore…, 1997).

5.2.2. Ni-Cu-Co сульфидное месторождение в троктолитах

Месторождение Восис-Бей. До открытия этого месторождения анортозитовые комплексы подобного типа никогда не рассматривались как возможный источник промышленной Ni-Cu сульфидной минерализации из-за отсутствия значительной аккумуляции Fe-Mg силикатов (оливина и пироксена), промежуточных характеристик минеральных составов анортозитов, ассоциирующих пород и сравнительно низких содержаний Ni и Cr. Открытие месторождения Восис-Бей заставляет пересмотреть сложившийся стереотип относительно потенциальных возможностей подобных магматических комплексов на сульфидное Ni-Cu оруденение. Пока это месторождение является единственным представителем данного типа оруденения среди всех известных анортозитовых комплексов.

Крупнейшее Ni-Cu-Co сульфидное месторождение Восис-Бей (Лабрадор, Канада) приурочено к коллизионному шву (Торнгат ороген, 1.85 млрд лет), отделяющему палеопротерозойскую провинцию Черчилл от архейской провинции Найн (рис. 36), и локализовано в пластообразном теле троктолитов (30—100 м мощностью) АМРГЩГ-комплекса Найн (1.34—1.29 млрд лет). Это тело интер-

претируется как питающий проводник между двумя разноглубинными троктолитовыми камерами. Ресурсы месторождения составляют 136.7 млн т при содержаниях Ni — 1.59%, Cu — 0.85 и Co — 0.09% (Scoates, Mitchell, 2000). Массивные руды и рассеянная сульфидная вкрапленность присутствуют в троктолитах и в базальном брекчиевом комплексе. Последний состоит из брекчированных фрагментов гнейсов основания и неминерализованных троктолитов, а также перидотитов, рассекаемых сульфидсодержащими жилами троктолитов. Минерализация представлена пирротином, пентландитом, халькопиритом, магнетитом, иногда кубанитом (Li, Naldrett, 1999).

Геохронологические и изотопные (Nd, Sr, Pb) исследования (Amelin et al., 2000) показали, что троктолиты Восис-Бей занимают уникальное положение в комплексе Найн, так как являются наиболее ранними (1.33 млрд лет) и наименее контаминированными мафическими интрузиями, что могло быть необходимым условием для формирования месторождения. Первичные магмы рудоносных троктолитов только в слабой степени подверглись контаминации в ходе их подъема через нижнюю—среднюю кору и, вероятнее всего, не подверглись сульфидной сепарации. В противоположность им первичные магмы остальных мафических интрузий комплекса Найн (существенно анортозитовых), формировавшихся позже, одновременно с большим объемом кислых магм и подвергшихся интенсивной глубинной коровой контаминации, достигали раннего сульфидного насыщения и теряли бóльшую часть своего Ni и Cu. В то же время, согласно Re-Os изотопным данным, важную роль в формировании сульфидных руд сыграли процессы верхнекоровой контаминации (Lambert et al., 1999). Ассимиляция вмещающих сульфидсодержащих парагнейсов троктолитовой магмой могла способствовать первичному сульфидному насыщению и/или возрастающему сульфидному пересыщению, способствуя выделению больших количеств сульфидной жидкости из магмы. Продолжающийся поток магмы через динамическую «проводную» систему в Восис-Бей вызывал локальную аккумуляцию сульфидов, создавая их промышленные концентрации (Li et al., 2000).

Не исключено, что немаловажную роль в формировании месторождения Восис-Бей сыграли структурный и тектонический факторы. Во-первых, это локализация месторождения в мощной сутурной зоне, контролирующей размещение крупнейших плутонов комплекса Найн, сшивающих эти две раннедокембрийские тектонические провинции (Ryan, 2000). Во-вторых, — комплекс Найн, типичный представитель внутриплитного магматизма, формирование которого в условиях внутриконтинентального рифтинга определялось совмещением тектонических процессов в тыловых зонах конвергентных границах плит и деятельностью мантийного плюма.

5.2.3. Sn-редкометалльные и редкометалльные месторождения

Месторождения этого типа связаны с массивами щелочных гранитов или с массивами, где совмещены щелочные и субщелочные граниты. Наибольший экономический интерес представляют Sn-редкометалльные месторождения Амазонского кратона (Бразилия), редкометалльные месторождения Улканского рудного района — Алданский щит (Россия) и месторождение Стрэндж-Лейк (Канада).

В пределах Амазонского кратона оловоносны практически все рапакивигранитные комплексы, формирование которых происходило в течение длительного возрастного интервала (1.8—1.0 млрд лет), однако крупные и очень крупные месторождения связаны исключительно с самыми молодыми (1.1—1.0 млрд лет) и самыми древними (1.8 млрд лет) рапакивигранит-щелочногранитными комплексами. Это рудный район Питинга на Гвианском щите и рудная провинция Рондония на Центрально-Бразильском щите (рис. 22, 37, 99). Текущая продукция поступает главным образом из рудного района Питинга (230 000 т Sn до 2002 г.) и рудника Бом-Футуро провинции Рондония (170 000 т Sn до 2002 г.).

Рудная провинция Рондония

Оловоносная провинция Рондония (рис. 21, 22) расположена в складчатых поясах Рио-Негро—Журена и Рондониа—Сан-Игнасио и сложена метаморфическими сланцами и гнейсами, местами перекрытыми слабометаморфизованными и недеформированными супракрустальными породами (Payolla et al., 2002). Не менее семи рапакивигранитных комплексов были сформированы в этой провинции в возрастном интервале 1.60—0.97 млрд лет (Bettencourt et al., 1999). Промышленные Sn-месторождения ассоциируют с двумя наиболее молодыми комплексами Санта-Клара (1.08—1.07 млрд лет) и Молодые Граниты Рондонии (1.00—0.97 млрд лет), близкими как по составу, так и по металлогенической специализации. Среди поздних наиболее дифференцированных пород этих комплексов выделяются две серии: агпаитовая и плюмазитовая. Породы последней явно доминируют. Месторождения олова обоих комплексов ассоциируют в основном с гранитами плюмазитовой серии (Bettencourt et al., 2005). Первичная минерализация связана с наиболее поздними интрузивными фазами этих гранитов и локализована в пегматитах с топазом и бериллом, в Li-F гранитах и онгонитах — с касситеритом и колумбит-танталитом, в грейзенах — с касситеритом и вольфрамитом и в кварцевых жилах — с касситеритом, вольфрамитом, бериллом и сульфидами Cu, Pb, Zn, Fe. За 36 лет (к 1995 г.) в провинции Рондония было добыто 215 тыс. т Sn. Типичными промышленными месторождениями провинции являются месторождения Бом-Футуро и Санта-Барбара, ассоциирующие с самым молодым рапакивигранитным комплексом Молодые Граниты Рондонии (0.99—0.97 млн лет).

Месторождение Бом-Футуро. Месторождение является самым крупным оловорудным объектом Провинции Рондония (рис. 22, 107). Месторождение включает два брекчиевых вулканических центра. Несколько тел щелочных риолитов и онгонитов интрудируют брекчии и выполняют их контактовые зоны. Sn-минерализация связана с кварцевым штокверком. Кварцевые жилы создают как бы кольцевую структуру, окружая вулканические брекчии, падая в стороны от них. Жилы сложены кварцем, топазом, адуляром, цинвальдитом, сидерофиллитом и касситеритом. Кроме того, присутствуют циркон, монацит, окислы марганца, ильменит и вольфрамит.

Примерно в 500 м к северо-востоку от вулканических центров расположен шток альбитовых гранитов Паланкуета, сложенный двумя фациями гранитов и грейзенами. Внешняя фация — порфировидные граниты, переходящие внутрь в касситеритсодержащие Li-F граниты. В этом теле широко развиты грейзены. Преобладают кварцевые грейзены, развитые по контакту двух разновидностей гранитов. Они состоят из кварца, флюорита, топаза и галенита с небольшим количеством цинвальдита. В небольших гнездах присутствуют крупнокристаллический касситерит и вольфрамит. Слюдяные грейзены локализованы в централь-

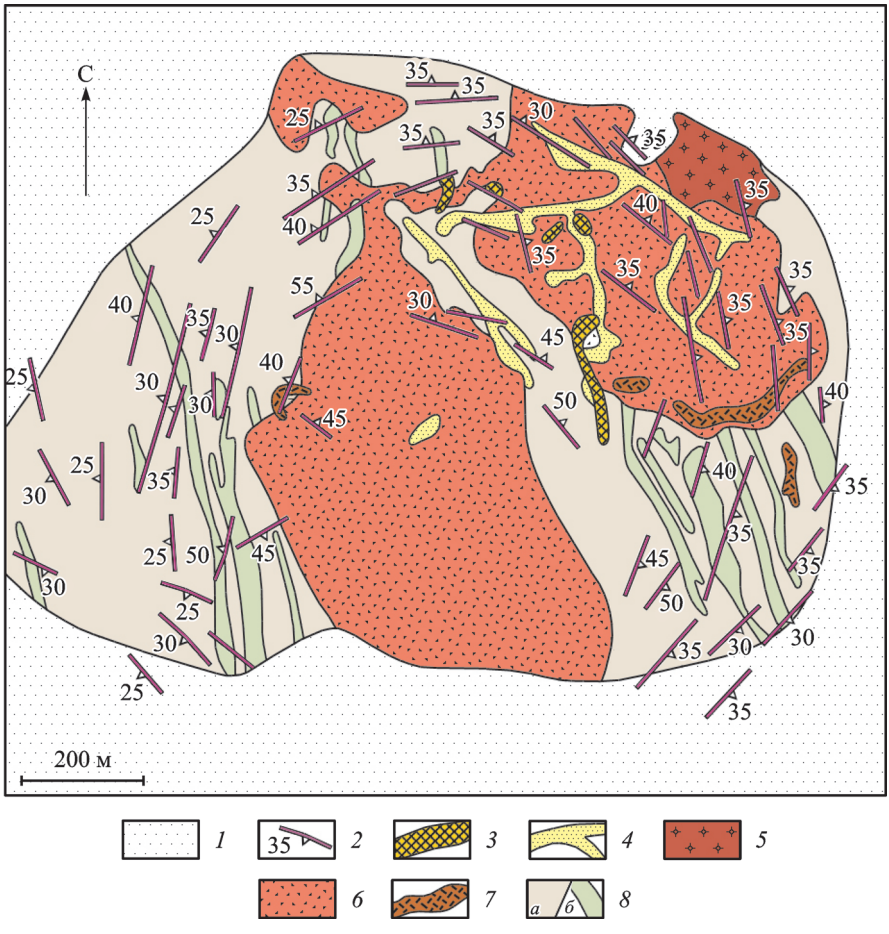


Рис. 107. Схематическая геологическая карта оловорудного месторождения Бом-Футуро. По: Symposium on… (1995).

1 — рыхлые отложения; *2* — минерализованные кварцевые жилы; *3* — минерализованные штокверки, состоящие из даек, жил, штокшайдеров; *4* — дайки онгонитов; *5* — порфировидные граниты рапакиви; *6* — вулканическая брекчия; *7* — щелочной риолит; *8* — вмещающие породы (*а* — парагнейсы, *б* — амфиболиты).

ной части тела Li-F гранитов. Они состоят из цинвальдита, флюорита, топаза, галенита и небольшого количества кварца и касситерита.

Месторождение Санта-Барбара. Месторождение ассоциирует с одноименным небольшим массивом гранитов рапакиви, сложенным дифференцированными биотитовыми гранитами, включающими небольшие тела поздних мелкозернистых альбитизированных и грейзенизированных гранитов. Грейзенизированные граниты несут бóльшую часть оловорудных тел, среди которых различаются грейзеновые тела, кварцевые жилы и штокверки. В штокверках главные минералы — Li-биотит, кварц, топаз, касситерит, каолинит, иллит. Слюдяные грейзены представляют собой крутопадающие жилы, сложенные Li-биотитом, цинвальдитом, кварцем, топазом и касситеритом. Грейзеновые штокверки состоят

из субвертикальных пересекающихся жил, формируя гнезда в узлах пересечения жил. Кварцевые жилы содержат касситерит, вольфрамит, топаз, Li-биотит, пирит, сфалерит, висмутит и окружены ореолом грейзенизации.

Рудный район Питинга

Район расположен на границе Центрально-Амазонской провинции (≥ 2.3 млрд лет) со складчатым поясом Вентури—Тапайос (рис. 21). Кроме Sn добываются Zr, Nb, Ta, Y, криолит. Оруденение связано с двумя небольшими, близкорасположенными массивами гранитов Мадейра и Агуа-Боа, возможно представляющими собой апикальные выступы единого, слабоэродированного плутона (рис. 37). Они принадлежат к рапакивигранит-щелочногранитному комплексу Мапуэра (1.83—1.82 млрд лет). В пределах рудного района известны два основных типа промышленного оруденения. Это альбитовые граниты массива Мадейра и грейзены массива Агуа-Боа. Наиболее экономически значимыми являются руды первого типа.

В массиве Мадейра альбитовые граниты (рис. 38) образуют в его центральной части небольшой шток пластовой формы (2 км в поперечнике), имеющий концентрической строение (Costi et al., 1995). Центральная его часть сложена магматическими щелочными криолитсодержащими альбитовыми гранитами. По краям эти граниты окружены автометасоматически измененными высокоглиноземистыми флюоритсодержащими альбитовыми гранитами. Снизу они подстилаются порфировидными гиперсольвусными гранитами. Причем альбитовые граниты и гиперсольвусные граниты этого штока имеют взаимоотношения двух сосуществующих магм (Costi et al., 2000b). Альбитовые граниты ядерной фации имеют порфировидную мелко-, среднезернистую структуру и состоят из кварца, альбита и калишпата. Кроме того, присутствуют криолит, железо-магнезиальная Li-слюда, полилитионит, рибекит. Альбитовые граниты краевой фации по структуре близки к первой фации, но более сильно изменены и окислены. И те и другие содержат рассеянную рудную минерализацию: касситерит, минералы группы пирохлора, циркон, торит, колумбит. Геохимические данные свидетельствуют о крайне высокой степени дифференцированности гранитов этого штока (Costi et al., 2000b; Lenharo et al., 2003). В центральной части штока на глубине вскрыто криолитовое тело, сформированное гнездами и мощными жилами криолита, переслаивающимися с альбитовыми гранитами ядерной фации. С криолитовыми жилами ассоциируют крупнокристаллический кварц, пертит и железистая Li-слюда. Гиперсольвусные граниты на контакте с криолитовыми рудами интенсивно альбитизированы. Для кристаллизации криолита необходима, с одной стороны, пересыщенность пород щелочами по отношению к алюминию, с другой — довольно высокая кислотность минералообразующей среды. Такое сочетание условий определяет редкость криолитовой минерализации в природе. Наиболее благоприятными условиями для появления криолита должно являться присутствие щелочных гранитов (Когарко, Кригман, 1981).

Массив Агуа-Боа в отличие от массива Мадейра не содержит щелочных гранитов. Поздние, наиболее дифференцированные граниты этого массива представлены топазсодержащими Li-F гранитами (рис. 37). Основное Sn оруденение в этом массиве связано с грейзенами, меньшую роль играют альбититы (Costi et al., 2000b). Грейзены и альбититы развиты среди гранитов ранних фаз массива. Они имеют форму линз и жил и тяготеют к апикальным и краевым зонам плутона. Альбититы образуют метасоматические тела пластовой и линзовидной формы. Среди грейзенов выделяются кварц-топаз-сидерофиллитовые и кварц-хлорит-фенгитовые. Для первой характерной рудной минерализацией являются: сфалерит, пирит, халькопирит, касситерит, циркон, флюорит, сидерит и Nb-анатаз.

Во второй разновидности грейзенов касситерит более обилен. Наряду с ним присутствуют сфалерит, пирит, халькопирит, циркон, флюорит, берилл, топаз и галенит. В альбититах наряду с альбитом присутствуют кварц, хлорит, Li-мусковит, калишпат, касситерит, флюорит, циркон, адуляр и рудный.

Таким образом, в пределах одного рудного района с гранитами одного магматического комплекса связаны два различных типа оловянных руд. Руды связаны с наиболее поздними и наиболее дифференцированными гранитами агпаитовой и плюмазитовой серий. С гранитами агпаитовой серии связаны Sn-редкометалльные руды в альбитовых гранитах, сформированные в магматический этап. С гранитами плюмазитовой серии связаны существенно Sn- и Sn-полиметаллические руды грейзенового типа, сформированные в постмагматичекий этап. Второй тип руд практически аналогичен рудам месторождений провинции Рондония.

5.2.3.2. Редкометалльные месторождения

Северо-Американская платформа

Zr-Y-Nb-REE-Be месторождение Стрэндж-Лейк (Канада). Месторождение Стрэндж-Лейк связано с щелочными гранитами (1.24 млрд лет) одноименного плутона, входящего в состав более крупного батолита мангерит-рапакивигранит-щелочногранитного типа, расположенного в палеопротерозойской тектонической провинции Рэй (рис. 36). Массив Стрэндж-Лейк — это цилиндрическое тело примерно 6 км в диаметре. В нем выделяется несколько фаз внедрения щелочных гранитов: гиперсольвусные, трансольвусные и более дифференцированные субсольвусные граниты. Щелочные граниты плутона отличаются аномально высокими концентрациями Zr, Y, REE, Nb, Be и F. Щелочные магматические комплексы обычно обогащены HFS-элементами, и это является характерной чертой высокощелочных агпаитовых расплавов. Однако содержания этих элементов в массиве Стрэндж-Лейк являются экстремально высокими даже для щелочных пород. Рудные зоны в центральной части массива содержат около 30 млн т руды, в которой содержание ZrO_2 равно 3.25%, оксидов REE — 1.3, Y_2O_3 — 0.66, Nb_2O_5 — 0.56, BeO — 0.12% (Salvi, Williams-Jones, 1996). По запасам этих металлов месторождение относится к классу уникальных (Осокин и др., 2000).

В гранитах проявлены два типа гидротермальных изменений, которым в основном подвержены субсольвусные граниты. Наиболее высокие (рудные) концентрации Zr, Y, REE, Nb, Be и F фиксируются в сильноизмененных субсольвусных гранитах, которые подверглись низкотемпературным ($\leq 200°C$) гидротермальным изменениям (гематитизация и замещение щелочных HFSE-силикатов их кальциевыми эквивалентами). Эти изменения были вызваны метеорными водами. Наиболее интенсивно они проявились в центральной части массива и совпадают с потенциальной рудной зоной. Высокотемпературные изменения ($\geq 350°C$) вызваны ортомагматическими флюидами и развиты в других частях субсольвусных гранитов. Они сопровождались замещением арфветсонита эгирином и магнетитом, а также деплетацией пород Zr, Y, HREE. Формирвание руд было связано со смешением в апикальной части интрузии поднимающихся ортомагматических обогащенных фтором флюидов, содержащих высокие концентрации HFSE-элементов, выщелоченных из субсольвусных гранитов, с существенно метеорными флюидами (Salvi, Williams-Jones, 1996).

Следует отметить, что более ранние щелочные граниты комплекса Найн этой же провинции (рис. 36), такие как Флауэр-Ривер (1289 млн лет), Ред-Вайн

Таблица 40

Генетические типы руд месторождений и рудопроявлений Улканского района. Составлено с использованием данных (Недашковский, 1986; Недашковский и др., 1999, 2000; Горошко, 2001; Гурьянов, 2007).

Рудоносные породы (типы руд)	Структурно-геологические условия локализации руд	Главные рудные минералы	Главные рудные элементы	Второстепенные рудные элементы	Месторождения и рудопроявления
	Месторождения, связанные с субщелочными гранитами улканского комплекса (плюмазитовая серия)				
Грейзены: топаз-сидерофиллит-кварцевые	Жилообразные тела и штокверки в зонах экзо- и эндоконтактов мелкозернистых лейкогранитов 2-й фазы	Касситерит, вольфрамит, колумбит, молиибденит	Sn, W,	Nb, Ta	Грейзеновое, Извилистое
протолитионит-кварцевые		Li-слюда	Li		Слюдяное, Эталон
	Месторождения, связанные со щелочными гранитами улканского комплекса (агпаитовая серия)				
Пегматиты и штокшайдеры	Жильные тела в экзоконтактовых и приконтактовых зонах щелочногранитных штоков	Фенакит, циртолит, пирохлор, колумбит, бертрандит, фергусонит	Be, Zr, Ta, Nb	REE, Th, Y, Sn	Ключ, Верхняя Бугундя, Северный Ныгвыган
Гематит-кварц-полевошпатовые метасоматиты	Метасоматические тела в узлах пересечения разломов	Фенакит, бертрандит, циртолит, монацит, пирохлор, гельвин, торит	Be, REE	Ta, Nb, Zr, Y, Th, U	Бугундя, Южное, Западное
Кварц-хлорит-гематитовые метасоматиты	Жильные и жильно-гнездовые тела	Эвклаз, бертрандит, циркон, сфалерит, пирит	Be	Zn	Эвклазовое
Гельвин-диопсид-магнетит-пироксмангитовые метасоматиты	Линзовидные и изометрические метасоматические тела и жилы	Гельвин-гентгельвин, сфалерит, пироксмангит, циркон, галенит	Be	Zn, Nb, REE, Zr, Pb	Гельвиновое, Сфалеритовое
Эгирин-арфветсонитовые и эгирин-рибекитовые альбититы	Жильные тела сложной морфологии	Монацит, циркон, ксенотим, циртолит, пирохлор, колумбит, бастнезит, гагаринит, торит	REE, Y, Ta, Nb, Zr	U, Th, Be, Hf, Sn	Бириндя, Улкан, Неожиданное
Минерализованные дайки грорудитов, рокалитов и экеритов (автометасоматиты)	Метасоматически измененные дайковые тела	Ксенотим, пирохлор, колумбит, оранжит, бастнезит	Ta, Nb, REE	Zr, Y, Th	Эталон

	Эпитермальные U-месторождения, локализованные в Улканской вулканоплутонической структуре, формирование которых происходило значительно позже, в среднем рифее				
Эйситы гематит-кварц-альбитовые и кварц-альбит-апатитовые	Жилоподобные тела метасоматитов в зонах дробления	Настуран, уранинит, уранофан, сабугалит, казолит, ренардит, ксенотим, браннерит, синхизит, циркон, галенит, халькопирит, гематит, ильменорутил	U, REE	Y, Zr, P, Nb, Ta, Pb, Ag, Cu	Боковое, Тангука
Аргиллизиты	Штокверки и жилоподобные тела в зонах дробления	Ферримолибденит, U-черни, настуран, вульфенит	U, Mo	Ag, As, Zn, Pb	Элгэтэ
Березиты	Пластовые и линзовидные тела в зонах структурно-стратиграфических несогласий	Молибденит, настуран, карнотит, вульфенит, гематит, лимонит, самородное золото, роскоэлит	U, Au, Mo, Ag,V	Zn, Cu, Pb, As, Th	Топорикан, Широтное, Ночлег, Конкули, Угдан

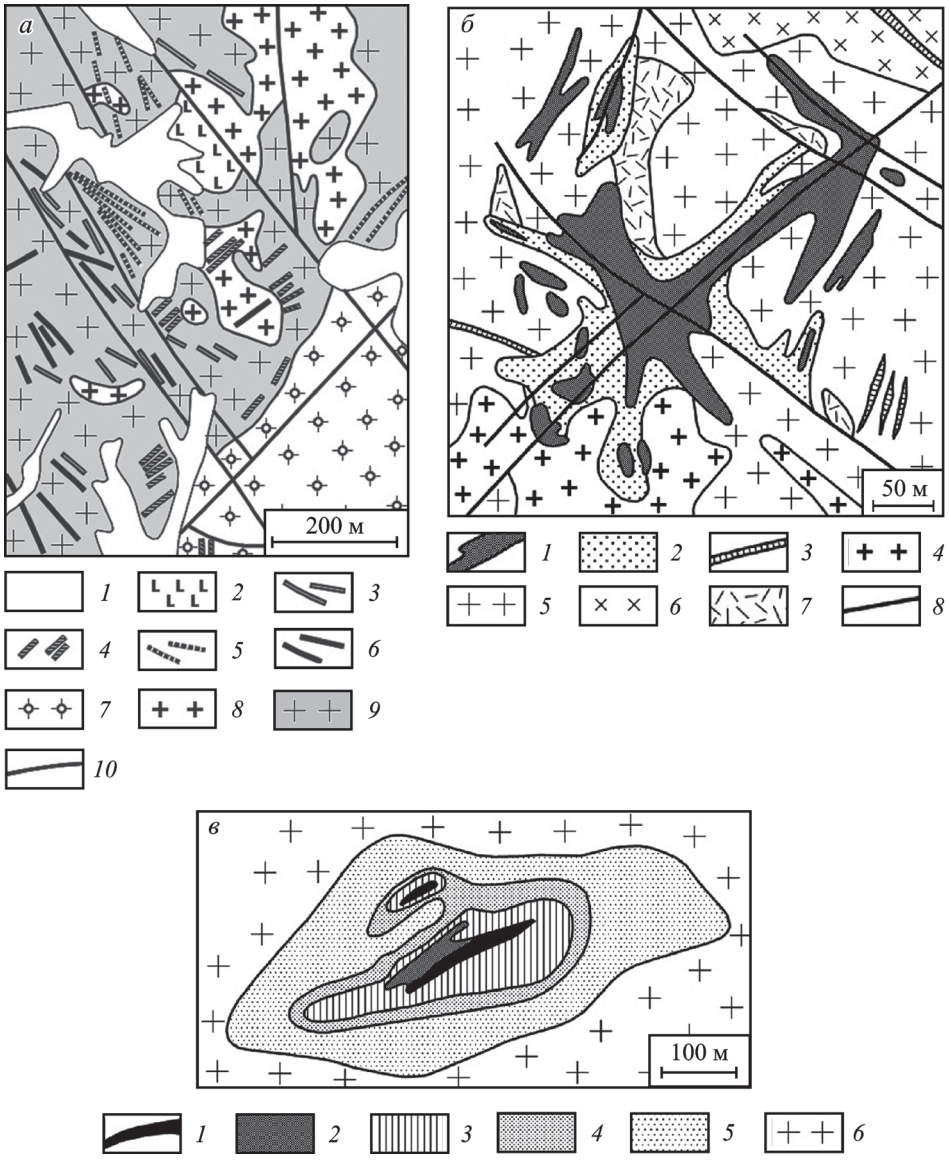
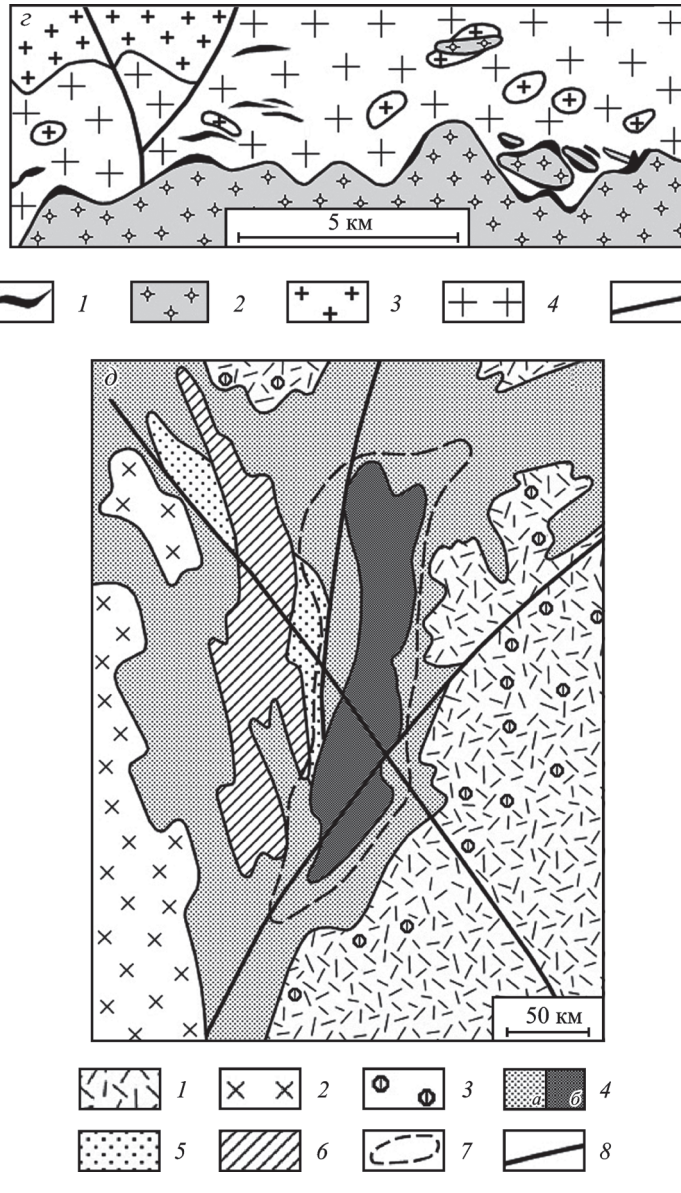


Рис. 108. Редкометалльные месторождения улканского комплекса. По: Гурьянов (2001, 2007); Горошко (2001); Недашковский и др. (1999, 2000), с изменениями и дополнениями.

а — схема геологического строения REE месторождения Эталон: *1* — четвертичные отложения; *2* — MZ-базальты; *3* — зоны развития прожилков кварц-гематитового, кварц-гематит-хлоритового и кварц-хлоритового состава; *4* — щелочногранитные пегматиты; *5* — минерализованные дайки грорудитов, экеритов и рокалитов; *6* — дайки диабазов; *7* — щелочные граниты; *8* — мелкозернистые биотитовые граниты; *9* — крупнозернистые биотитовые граниты; *10* — разломы. *б* — схема геологического строения Be месторождения Бугундэ: *1* — рудоносные кварц-гематит-полевошпатовые метасоматиты; *2* — зоны окварцевания; *3* — дайки сельвсбергитов; *4* — дайки мелкозернистых биотитовых гранитов; *5* — крупнозернистые биотитовые граниты; *6* — сиениты и кварцевые сиениты; *7* — ксенолиты вулканитов кислого состава (провесы кровли); *8* — разломы. *в* — Be месторождение Гельвиновое: *1* — гельвиновые руды с диопсидом, пироксмангитом, магнетитом; *2* — флюорит-



гематиовые метасоматиты; *3* — кварц-альбитовые метасоматиты; *4* — альбитизированные граниты; *5* — калишпатизированные граниты; *6* — крупнозернистые биотитовые граниты. *г* — схема геологического строения Ныгвыганского поля Be-носных щелочногранитных пегматитов и штокшайдеров. *1* — щелочногранитные пегматиты и штокшайдеры; *2* — щелочные граниты; *3* — мелкозернистые биотитовые граниты; *4* — крупнозернистые биотитовые граниты; *5* — разломы. *д* — схема геологического строения Zr-REE-Nb-Ta месторождения Бириндя: *1* — кислые вулканиты; *2* — сиениты; *3* — фенитизация; *4* — микроклин-рибекит-эгирин-альбитовые метасоматиты (*а* — мелкозернистые, *б* — крупнозернистые); *5* — кварц-альбит-эгириновые метасоматиты; *6* — метасоматиты существенно биотитового состава; *7* — контуры рудного тела; *8* — разломы.

(1337 млн лет) и Летиция-Лейк (1327 млн лет), также содержат редкометалльную минерализацию (Miller et al., 1997).

Сибирская платформа, Алданский щит

Редкометалльные и урановые месторождения Улканского рудного района (Россия). Улканский рудный район приурочен к улканскому вулканоплутоническому комплексу. Последний входит в состав анорогенного Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса, протягивающегося по юго-восточной окраине Сибирской платформы и сшивающего тектонические структуры Алданского щита, Становика и Охотского массива. В пределах рудного района выявлено большое количество разнообразных месторождений и рудопроявлений (рис. 25), которые по характеру связей с магматическими породами комплекса можно подразделить на две группы: 1) месторождения, для которых такие связи устанавливаются на основе геологических, геохронологических и изотопных данных; 2) месторождения, формирование которых имело место существенно позже, но для которых предполагается, что породы улканского комплекса могли служить в качестве источников рудного вещества в ходе последующих процессов реювенации.

Среди месторождений первой группы можно выделить две подгруппы (табл. 40, связанные: 1) с субщелочными гранитами и 2) с щелочными гранитами. Все эти месторождения локализованы либо в пределах Северо-Учурского массива, либо в зонах его ближайшего экзоконтакта. С субщелочными гранитами массива связаны Sn-W рудопроявления грейзенового типа, не имеющие промышленного значения. Они обычно приурочены к экзо- и эндоконтактовым зонам штоков мелкозернистых лейкогранитов второй фазы, высокодифференцированных перглиноземистых гранитов.

С щелочными гранитами связано значительно большее количество рудных объектов разнообразных типов — от щелочногранитных пегматитов до минерализованных даек грорудитов (рис. 25, 108), среди которых есть и экономически значимые месторождения. По данным В. А. Гурьянова (2007), некоторые объекты по прогнозным ресурсам отвечают крупным месторождениям. Ведущими рудными элементами в этих месторождениях являются Be, Ta, Nb и REE. Возрастное положение редкометалльного оруденения определяется как геологическими данными — ассоциация со щелочными гранитами, минеральный и геохимический состав руд, так и результатами геохронологических исследований. Возраст руд, согласно данным U-Pb и Pb-Pb методов, варьирует от 1720±23 до 1670±70 млн лет (Горошко, 2001), что в пределах погрешностей соответствуют возрасту щелочных гранитов — 1705±5 млн лет. На генетическую связь редкометалльного оруденения с этими гранитами указывает также близость изотопного состава руд Pb и Nd и гранитов (Larin et al., 1997; табл. 24, 29; рис. 73, 75).

Вторая группа месторождений включает в себя в основном урановые месторождения различных типов (табл. 40) — от Au-U и U-V месторождений типа «несогласий» до U-REE жильных месторождений в эйситах или U-Mo месторождений штокверкового типа. Наиболее крупные U-V месторождения типа «несогласий» Конкули и Угдан приурочены к зоне структурно-стратиграфического несогласия раннедокембрийских пород с терригенно-вулканогенными породами уянской серии нижнего рифея, но локализованы главным образом несколько ниже несогласия, в гидротермально измененных гнейсах фундамента (Горошко, 2001). Объединяет все эти месторождения существенно более молодой возраст рудообразования. Согласно результатам комплексного геохронологического исследования руд (U-Pb, Rb-Sr и K-Ar методы), был установлен среднерифейский возраст их формирования — 1320—1150 млн лет (Гурьянов, 2007; Горошко,

2001). В истории геологического развития региона эта эпоха близка ко времени внедрения даек и силлов диабазов (1350±50 млн лет) в гонамскую свиту нижнего рифея Учурского прогиба. По данным М. В. Горошко (2001), этот период характеризовался глыбовыми тектоническими движениями по глубинным разломам, активизацией гидротермальной деятельности и U рудообразованием. Совершенно не исключено, что высокоурановые магматические породы улканского комплекса и ассоциирующие редкометалльные руды могли послужить источниками урана и сопутствующих рудных элементов для формирования среднерифейских урановых месторождений, так же как на других месторождениях типа «несогласий», например Карку в Южной Карелии.

Таким образом, в Улканском районе ситуация с рудогенезом во многом напоминает Питкярантский рудный район. Первичные редкометалльные руды, генетически связанные с гранитами, и вторичные урановые руды, оторванные во времени от них на 300—400 млн лет и связанные с рифейской реювенацией, в ходе которой происходила ремобилизация первично рассеянных концентраций урана в рудную форму. В то же время возраст образования урановых руд хорошо коррелируются с импульсами рудообразования в урановорудных провинциях Атабаска и Северные территории Австралии.

5.3. Габбро-рапакивигранит-фоидитовая магматическая ассоциация

Эта ассоциация представлена единственным Бердяушским массивом, не содержащим никакой минерализации. В то же время к тектонической зоне, ограничивающей с северо-запада Башкирский антиклинорий и контролирующей положение этого массива, приурочены крупнейшие стратиформные месторождения магнезита (Сатка) и сидерита (Бакал) в нижнерифейских карбонатных породах (рис. 39). Что касается генезиса этих месторождений, то существуют две основные точки зрения — осадочная и гидротермальная, причем сторонников последней по мере изучения этих месторождений становится все больше (Ellmies et al., 1999).

Проведенные Pb-изотопные исследования магнезита месторождения Сатка и кальцита из вмещающих карбонатных пород саткинской свиты подтвердили раннерифейский возраст этих отложений — 1550±30 млн лет (Каурова и др., 2006) — и продемонстрировали более молодой возраст магнезита (1370±70 млн лет) месторождения Сатка (персональное сообщение Г. В. Овчинниковой), близкий к возрасту формирования Бердяушского плутона и вулканитов машакской свиты. Эти данные подтверждают представления об эпигенетической природе этого месторождения. Кроме того, для магнезита были установлены более низкие значения μ_2 (9.2) по сравнению с карбонатами вмещающих осадочных пород (10.1), что, вероятнее всего, указывает на то, что формирование магнезита происходило с привносом вещества из мантийного источника (сообщение Г. В. Овчинниковой). Возможность понижения значений μ_2 в магнезите за счет проникновения флюида из нижнекорового источника исключается, так как, согласно нашим данным, древнейшие породы основания, в том числе и нижнекоровые, отличаются высокими значениями этого параметра — 10.9—11.0 (табл. 30). На привнос мантийного вещества в среднем рифее (1379 млн лет) указывают и Nd-изотопные данные. Если для рудовмещающих карбонатных пород $\varepsilon_{Nd}(1370) = -6.6...-8.7$, то в магнезитах рудных тел эта величина поднимается до –4.8...—6.4 (Крупенин и др., 2010).

Pb-изотопные исследования стратиформной фосфоритовой минерализации в карбонатных породах той же саткинской свиты показали, что они были также

образованы в ходе мезопротерозойской активизации (1340±30 млн лет) в результате переотложения первичных осадочных фосфоритов (Васильева и др., 2006), но в условиях закрытой системы для изотопов Pb и Nd.

Таким образом, последние изотопные данные позволяют полагать, что мезопротерозойское тектоническое событие (1.35 млрд лет), в ходе которого были сформированы рифтогенные троги, выполненные бимодальной машакской вулканической серией, внедрены интрузии габброидов в Бердяушский плутон, сопровождалось формированием различной стратиформной минерализации в карбонатных породах, в том числе и такого гиганта, как магнезитовое месторождение Сатка. Не исключено, что и крупнейшие сидеритовые месторождения региона, генетически сходные с магнезитовыми (Ellmies et al., 1999), были сформированы в связи с этим же мезопротерозойским тектоническим событием.

5.4. Рапакивигранит-шошонитовая магматическая ассоциация

Большое разнообразие магматических пород определяет и разнообразие полезных ископаемых. Наиболее изученными тектоническими структурами, сложенными породами этой ассоциации, являются магматические пояса — Южно-Сибирский и Плурисериал-Рибейра.

5.4.1. Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс, Сибирская платформа

Южно-Сибирский пояс представляет собой протяженную (более 2500 км) структуру в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. Пояс был сформирован в постколлизионных условиях в возрастном интервале 1.88—1.84 млрд лет. Металлогения пояса определяется присутствием широкого круга месторождений различных генетических типов (магматогенных, метаморфогенных, кор выветривания и инфильтрационных), среди которых есть крупные и очень крупные.

Fe-Ti-V и Cu-PGE месторождения. Оба типа месторождений локализованы в Чинейском расслоенном мафит-ультрамафитовом массиве (рис. 5), прорывающем метаосадочные породы Удоканского прогиба. Два крупных месторождения Fe-Ti-V руд, Вершинно-Ингамакитское и Верхнечинейское, приурочены к высокотитанистым габброидам этого массива (Гонгальский и др., 1995); руды — как вкрапленные, так и массивные, с преобладанием первых. Рудные минералы представлены в основном титаномагнетитом и в меньшей мере ильменитом. Крупное Чинейское месторождение Cu-PGE руд приурочено к контактовой зоне массива. Жильные тела развиты как в эндо-, так и экзоконтактовых зонах. Спецификой сульфидного оруденения является существенно медный его состав. Преобладают халькопиритовые руды. С халькопиритом ассоциируют пирротин, пирит, борнит. Реже встречаются пентландит, сфалерит, минералы группы линнеита, сульфоарсениды кобальта и никеля, никелин, леллингит, арсенопирит, саффлорит, глаукодот, миллерит. PGE-рудные тела локализуются главным образом в сплошных сульфидных рудах. Среди минералов платиновой группы выявлены меренскит, майченерит, садбереит, фрудит, сперрилит, медистая платина, фазы Pd-Au-Te, Pd-Se, Pd-Ag-Sb, Pd-Ag-Te, платинаполярит, потарит, маякит.

Редкометалльные пегматиты. В западной части Южно-Сибирского пояса редкометалльные пегматиты образуют рудную провинцию (Восточно-Саянский пегматитовый пояс), протягивающуюся вдоль Главного Саянского разлома более

чем на 500 км и включающую 11 пегматитовых полей (Precambrian Ore…, 1997). Два из них являются наиболее крупными (рис. 46). Первое поле находится в Бирюсинской глыбе и ассоциирует с S-гранитами саянского комплекса. Наиболее крупные месторождения Ta, Nb, Li, Вишняковское и Отбойное, относятся к петалитовому типу. Попутными компонентами в пегматитах являются Sn и Be. Второе крупное пегматитовое поле находится в Шарыжалгайском блоке. Два крупных месторождения в этом поле: Гольцовое с рудами Ta, Nb, Li, Be и Урикское существенно литиевое (сподуменовый тип). В качестве попутного компонента на всех месторождениях этого района постоянно присутствует олово (Макагон, Чокан, 2000). Главные рудные минералы пегматитов представлены сподуменом, петалитом, монтебразитом, эвкрипитом, лепидолитом, касситеритом, иксиолитом, воджинитом, колумбитом, манганотанталитом, микролитом, ринерсонитом и бериллом. По данным В. М. Макагон и др. (2005), родоначальные для пегматитов расплавы имели очень высокую степень дифференцированности. С редкометалльными пегматитами этой провинции ассоциируют слюдяные метасоматиты, представлющие собой богатые руды Cs, Rb и Li (Гавриленко, Марин, 2001).

Возраст редкометалльных пегматитов Вишняковского месторождения, определенный U-Pb методом по танталиту, составляет 1838 ± 3 млн лет (Ларин и др., 2009б). Полученная оценка ближе всего соответствует возрасту гранитов саянского комплекса — 1869 ± 6—1855 ± 5 млн лет (Левицкий и др., 2003) и явно свидетельствует о связи минерализации с этими гранитами. Однако возрастной интервал, равный около 15—30 млн лет, между внедрением гранитов и формированием редкометалльной минерализации указывает на то, что эти связи, скорее всего, имеют сложный и непрямой характер.

Урановые месторождения скарнового типа. Два урановых месторождения, Мраморное и Хадатканда, локализованные в провесах кровли гранитов кодарского комплекса (см. рис. 5), эксплуатировались в 50-е годы прошлого века. По запасам они относились к категории мелких месторождений.

W, Mo, Bi и REE проявления. Проявления вольфрамитовой минерализации кварцевожильного типа (Дорос) известны в апикальной части Каларского массива А-гранитов кодарского комплекса, а проявления молибденитовой минерализации также кварцевожильного типа — в Кодарском массиве (см. рис. 4). В гранитах рапакиви приморского комплекса известны проявления W-Bi минерализации в кварц-полевошпатовых метасоматитах и REE-минерализации пегматитового типа (см. рис. 46). Изотопный состав свинца в кварцевожильных рудопроявлениях в гранитах кодарского комплекса идентичен изотопному составу обыкновенного свинца гранитов (табл. 31), что свидетельствует о генетической связи оруденения с этими гранитами.

Оловорудные месторождения. Целая серия Sn и Sn-Ag проявлений и месторождений как эндогенного, так и экзогенного типа выявлена в связи с гранитами чуйско-кодарского типа. Среди эндогенных месторождений известны два типа: касситерит-кварцевые месторождения (Находка) и рудопроявления олова в кварц-полевошпатовых метасоматитах, развитые в Тонодском поднятии (см. рис. 46). Все они локализованы либо в массивах гранитов S-типа чуйско-кодарского комплекса, либо в их экзоконтактовых зонах. Главные рудные минералы месторождений: касситерит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, аканит. Экзогенные рудопроявления олова развиты в Тонодском и Нечерском поднятиях и представлены корами выветривания по гранитам чуйско-кодарского комплекса, в различной мере метаморфизованным. В низах рифея (пурпольская свита) и в подстилающей коре выветривания местами отмечаются высокие концентрации олова (до 1%).

Ранее все эти Sn месторождения относились к рифейской эпохе и связывались с гранит-порфирами язовского комплекса (Геология…, 1986). Результаты исследования этих гранитов подтвердили их позднерифейский возраст (726 ± 12 млн лет). По возрасту и геохимическим особенностям они близки кислым вулканитам Олокитского рифта (Larin et al., 1998). Изучение изотопного состава свинца галенитов Sn месторождения Находка (табл. 31, рис. 61) показало, что его формирование связано не с рифейской, а с палеопротерозойской эпохой и что наиболее вероятными материнскими гранитами являются граниты чуйско-кодарского комплекса. На это указывает также наличие в низах рифея оловоносных кор выветривания по гранитам.

Метаморфогенные редкометалльные, редкометалльно-полиметаллические и полиметаллические месторождения. В ассоциации с породами Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, в составе которого существенную роль играют магматические породы шошонит-латитовой серии, известно большое количество разнообразной рудной минерализации: Be, Ta, Nb, REE, Sn, W, Au, U и полиметаллов. Важную роль в размещении месторождений полезных ископаемых играют глубинные долгоживущие разломы, такие как Даванский и Абчадский, входящие в структуру краевого шва Сибирской платформы. Вдоль этих разломов широко развиты процессы интенсивного динамотермального метаморфизма (до амфиболитовой фации), бластомилонитизации, локального реоморфизма и щелочного метасоматоза (Лобанов и др., 1987; Собаченко, Булдыгеров, 2004). К ним приурочен ряд рудопроявлений и месторождений различных типов: пегматиты, кварц-полевошпатовые метасоматиты и грейзены с Be, Ta, Nb, REE, Sn, Bi, W минерализацией, кварцевые жилы и зоны окварцевания с полиметаллической и Au-сульфидной минерализацией. Вмещающими породами для большинства рудных объектов этих типов являются породы Северо-Байкальского пояса. Традиционно формирование минерализации относилось к раннему протерозою (Бухаров, 1987).

Для решения вопроса о возрасте минерализации и характере ее связи с магматизмом этого пояса было проведено Pb-изотопное и U-Pb-геохронологическое исследование ряда рудных объектов различных типов, а также магматических пород Северо-Байкальского пояса (Неймарк и др., 1993а, 1998). В качестве объектов исследования были выбраны для U-Pb датирования по циркону кварц-амазонитовые пегматоидные жилы с редкометалльной минерализацией Даванской зоны (рудопроявление Даванское), для получения Pb-изотопной информации — полевые шпаты редкометалльных пегматитов месторождений Мечта и Абчадское, Sn-Be кварц-полевошпатовых метасоматитов рудопроявлений Ильгир и Даванское и магматических пород Северо-Байкальского пояса, а также галениты из скарнового Sn-полиметаллического проявления (руч. Прозрачный), жильного Pb-проявления Озерное и стратиформного Pb-Zn месторождения Таборное в рифейской сланцево-карбонатной толще байкальской серии Прибайкальского перикратонного прогиба (рис. 109). Датирование кварц-амазонитовой жилы показало герцинский возраст ее формирования — 321 ± 11 млн лет. Важно отметить, что полученный результат идентичен возрасту наиболее молодой и доминирующей генерации мамских мусковитовых пегматитов (322 ± 5 млн лет) и близок к возрасту синметаморфических гранитов мамско-оронского комплекса — 350 млн лет (Неймарк и др., 1990б). Pb-изотопные данные (см. табл. 32, 33) для остатков от кислотного выщелачивания магматических рудовмещающих пород, редкометалльных пегматитов и метасоматитов, а также рудных галенитов в Pb-Pb системе координат (рис. 110) образуют единую линейную зависимость, представляющую собой T_1-T_2 изохрону, по параметрам которой можно оценить

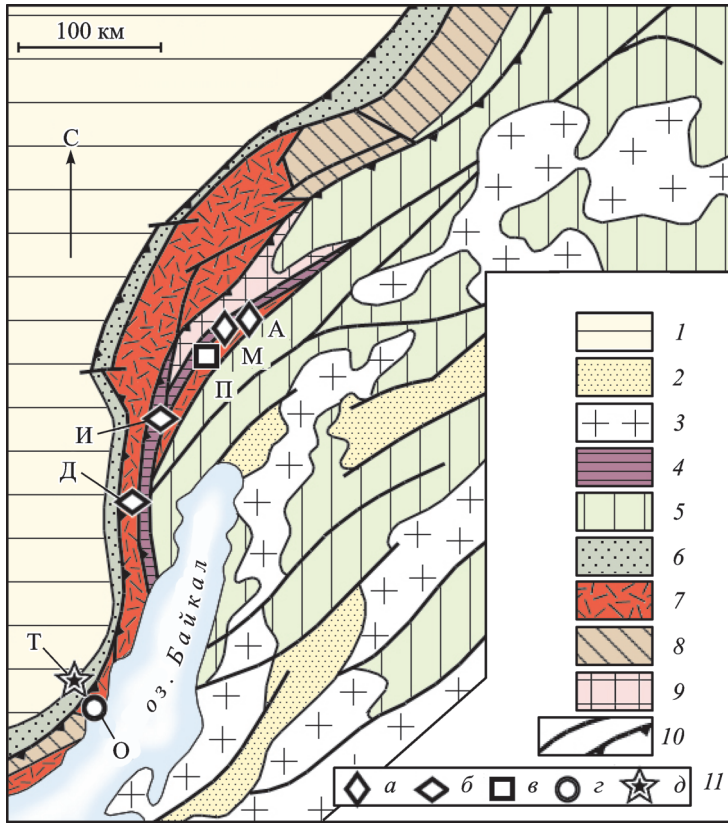


Рис. 109. Схема размещения различных типов «метаморфогенных» месторождений западной части Байкальской складчатой области, связанных с герцинским тектоническим событием, источником рудного вещества которых послужили магматические породы Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

1 — осадочный чехол Сибирской платформы; *2* — кайнозойские рифтовые грабены; *3* — герцинские граниты; *4* — зоны бластомилонитизации (Даванская и Абчадская зоны); *5* — рифейский складчато-надвиговый пояс; *6* — рифейский перикратонный прогиб; *7* — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс (1.87—1.85 млрд лет); *8* — палеопротерозойский складчатый пояс; *9* — раннедокембрийские высокометаморфические комплексы, не расчлененные по возрасту; *10* — разломы и надвиги; *11* — рудные месторождения: *а* — редкометалльные пегматиты, *б* — полевошпатовые метасоматиты с Sn и Sn-редкометалльным оруденением, *в* — Sn-полиметаллические скарны, *г* — галенитовые жилы, *д* — Pb-Zn стратиформные месторождения. Месторождения: А — Абчадское, М — Мечта, П — Прозрачное, И — Ильгир, Д — Даванское, О — Озерное, Т — Таборное.

возраст наложенного процесса (T_2), задавшись возрастом корового субстрата (T_1). Для T_1 = 1860 млн лет (U-Pb возраст магматических пород) мы получаем оценку возраста T_2 = 320 млн лет, что совпадает с U-Pb возрастом кварц-амазонитовых жил. Приведенные данные свидетельствуют о том, что изученные рудные объекты были сформированы в ходе герцинского процесса, при этом содержащийся в них свинец был мобилизован из вмещающих пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Хотя диапазоны изотопных отношений Pb в разных типах объектов перекрываются, полевые шпаты пегматитов и метасоматитов,

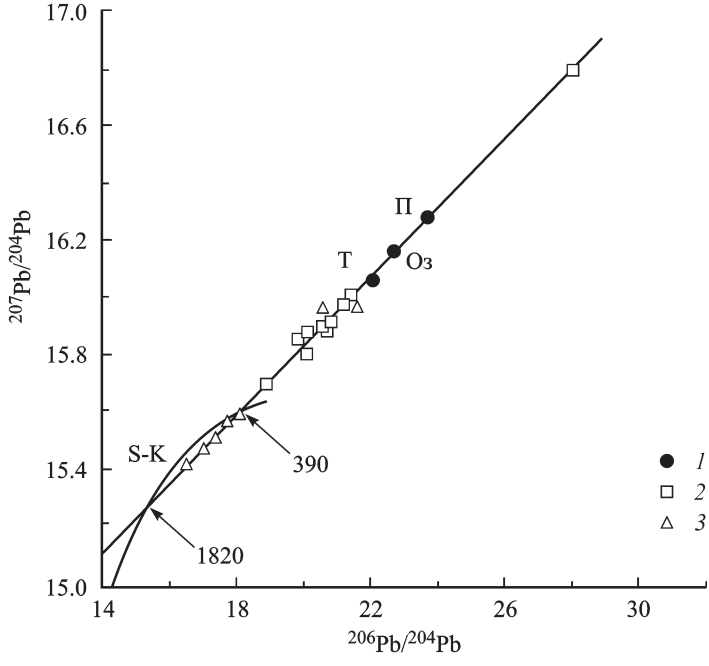


Рис. 110. Pb-Pb изотопная диаграмма для рудных галенитов (*1*), остатков после выщелачивания полевых шпатов из редкометалльных пегматитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов (*2*), а также магматических пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (*3*).

Месторождения и рудопроявления галенитов: Т — Таборное Pb-Zn стратиформное в рифейских карбонатных породах (7 анализов); Оз — Озерное, жилы галенита в кислых вулканитах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (3 анализа); П — руч. Прозрачный, скарн с Sn-полиметаллической минерализацией (4 анализа).

а также рудные галениты характеризуются более «аномальным» радиогенным изотопным составом Pb по сравнению с магматическими породами. Этот факт может свидетельствовать о том, что в ходе герцинского процесса мобилизации вещества из вмещающих пород селективно извлекались радиогенные изотопы Pb. Важно отметить, что на этом тренде (рис. 110) лежат данные для стратиформного Pb-Zn месторождения Таборного, которое, так же как и другие Pb-Zn месторождения Прибайкальского перикратонного прогиба, рассматривалось как сингенетичное вмещающим рифейским породам (Ручкин, 1984; Маслов, Кичко, 1985). Это свидетельствует об эпигенетической природе данного месторождения и о том, что источником рудного вещества в нем также являются подстилающие рудовмещающую толщу магматические породы Северо-Байкальского пояса, или о том, что источником рудовмещающих терригенных пород были породы данного пояса. На это указывают и закономерные изменения состава руд Pb-Zn месторождений Западного Прибайкалья в направлении с севера на юг (Минерагения…, 1998). Месторождения северной части региона — Луговое, Таборное, Хибелен — наряду с типовыми промышленными компонетами (Pb, Zn) содержат повышенные количества флюорита, барита, Sn, W и ряда других компонентов не типичных для месторождений южной части (Ново-Анайское и др.). Подобная зональность хорошо корреспондируется с особенностями геологического

строения Прибайкальского прогиба. В его северной части рудовмещающий байкальский комплекс граничит с Северо-Байкальским вулканоплутоническим поясом, магматические породы которого отличаются высокими содержаниями Sn, W, F, Pb, Zn, Ba и большинства некогерентных элементов (Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997). В южной части перикратона, где Северо-Байкальский пояс выклинивается, Pb-Zn проявления имеют более простой вещественный состав и существенно меньшие масштабы.

Таким образом, полученные геохронологические и Pb-изотопные данные свидетельствуют о том, что в ходе герцинского тектонического события (коллизионного) за счет реювенации вещества Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса был сформирован широкий круг месторождений от высокотемпературных редкометалльных пегматитов до эпитермальных жильных и стратиформных Pb-Zn месторождений. При этом фиксируется металлогеническая зональность, выражающаяся в том, что с северо-востока на юго-запад редкометалльная минерализация сменяется на существенно оловянную и затем на свинцово-цинковую. Параллельно в этом же направлении снижается степень метаморфизма от амфиболитовой фации до зеленосланцевой.

Урановые месторождения типа «несогласий». U месторождения этого типа известны в центральной и восточной частях Южно-Сибирского пояса (рис. 46). Они приурочены к структурно-стратиграфическому несогласию между палеопротерозойскими комплексами Байкальской складчатой области, среди которых широко распространены высококалиевые граниты Южно-Сибирского пояса, и рифейскими отложениями Байкальского перикратона. Наиболее крупные объекты, достигающие по запасам уровня средних месторождений (личное сообщение Л. Б. Макарьева, ВСЕГЕИ), расположены в обрамлении Тонодского и Чуйского поднятий (месторождения Туюканское и Безымянное соответственно) и приурочены к основанию нижнерифейских толщ. Следует отметить, что гранитоиды Южно-Сибирского пояса аномально обогащены радиоактивными элементами, особенно Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, где содержания U и Th в фельзических породах составляют 7.0—20.5 и 30.7—66.6 ppm соответственно (Булдыгеров, Собаченко, 2005). Этот вулканоплутонический пояс в глобальном плане представляет в своем роде уникальную структуру по общим «запасам» U и Th с учетом объемов магматических пород и содержаний радиоактивных элементов и чрезвычайно интересен как возможный источник урана при формировании месторождений различных типов, в том числе и месторождений типа «несогласий».

5.4.2. Магматический пояс Плурисериал-Рибейра, Амазонский кратон

С этим поясом, расположенном в неопротерозойском складчатом поясе Рибейра (Бразилия), связана рудная провинция Иту. С некоторыми массивами гранитов рапакиви комплекса Иту (0.58 млрд лет) ассоциируют рудные месторождения: Иту (W), Корреяас (Sn, W, Zn, Cu, Pb) и Сан-Франциска (Sn, W, флюорит).

Sn-W-полиметаллическое месторождение Коррейас. Мелкие и средние месторождения штокверкового типа ассоциируют с одноименным гранитным массивом, небольшим штоком (5 км в диаметре). В состав штока входят биотитовые и двуслюдяные граниты, микрограниты, топазсодержащие мусковит-альбитовые граниты и пегматиты. Месторождение представлено шестью трубообразными субвертикальными рудными телами, расположенными в надынтрузивной зоне, в провесе кровли сланцев и гнейсов над куполом альбитовых гранитов. Руды

генетически связаны с этими гранитами (Bettencourt et al., 2005). Выделяются два основных типа рудных тел: кварцевые штокверки с касситеритовой и вольфрамитовой минерализацией и грейзеновые брекчии. Грейзены имеют слюдисто-топаз-кварцевый, слюдистый и топаз-флюорит-слюдистый состав. Брекчиевое выполнение состоит из пирита, халькопирита и сфалерита с небольшим количеством халькозина, пирротина, селлаита, станнина и висмутина.

5.5. Закономерности распределения оруднения, ассоциирующего с рапакивигранитсодержащими комплексами, в пространстве и времени

В целом, несмотря на достаточно широкий спектр месторождений, ассоциирующих с рапакивигранитсодержащими магматическими комплексами, можно выделить ограниченный круг главных типов месторождений. К ним относятся апатит-Fe-Ti, сульфидные Cu-Ni, Sn-редкометалльные и редкометалльные и урановые месторождения типа «несогласий». Среди месторождений, ассоциирующих с рассматриваемыми магматическими комплексами, выделяются те, для которых генетические связи с ними не вызывают сомнения, и те, для которых такие связи не столь очевидны, особенно когда разрыв во времени между формированием месторождений и предположительно рудоносными породами достаточно велик. Однако для них характерны устойчивые пространственные связи с этими комплексами, а в ряде случаев магматические породы выступают в качестве источников рудного вещества. К последней группе месторождений относятся урановые месторождения типа «несогласий», а также некоторые полиметаллические и редкометалльные.

Наиболее типичные для анортозитов апатит-Fe-Ti и Fe-Ti месторождения характерны для всех ассоциаций, за исключением рапакивигранит-шошонитовой. В последней их место занимают Fe-Ti-V месторождения в расслоенных массивах. Однако по масштабам эти месторождения значительно уступают таковым в анортозитах (Дробот и др., 1998). Наиболее крупные апатит-Fe-Ti месторождения связаны с анортозит-чарнокитовыми плутонами АМЧРГ-ассоциации провинции Гренвилл (Сэнфорд-Хилл и Лак-Тио ~ 1.1 млрд лет) и Свеконорвежской зоны Балтийского щита (Теллнес, 0.93 млрд лет). В целом же месторождения этого типа известны в широком возрастном интервале — 2.6—0.6 млрд лет. Новый для рассматриваемых магматических ассоциаций сульфидный Cu-Ni тип месторождений в троктолитах (Восис-Бей — 1.33 млрд лет) обнаружен в АМРГЩГ-комплексе Найн. Открытие этого месторождения заставляет переосмыслить сложившийся стереотип о бесперспективности анортозитовых комплексов на сульфидный Cu-Ni тип месторождений. В силу этого совершенно не исключено, что месторождения данного типа могут быть обнаружены и в других мафических комплексах рассматриваемых ассоциаций.

Редкометалльные и Sn-редкометалльные месторождения типичны для гранитов этих ассоциаций. С гранитами рапакиви связаны Sn-редкометалльные месторождения в основном грейзенового, скарнового и кварцевожильного типа, реже в кварц-полевошпатовых метасоматитах. Характерна ассоциация руд с поздними Li-F гранитами. Месторождения, как правило, невелики по масштабам и формируются они в возрастном диапазоне 1.75—0.58 млрд лет. Крупные и уникальные Sn-редкометалльные и редкометалльные месторождения известны исключительно в АМРГЩГ-ассоциации. При этом Sn-редкометалльные месторождения связаны с композитными батолитами, в которых совмещены высокодифференцирован-

ные граниты как плюмазитовой, так и агпаитовой серии. Типичными примерами являются месторождения Бразилии в провинциях Рондония (1.1—1.0 млрд лет) и Питинга (1.83—1.82 млрд лет). Причем если в первой руды существенно оловянные и связаны с гранитами плюмазитовой серии, то во второй они более богатые и комплексные (Sn, Zr, Nb, Ta, Y, криолит) и связаны преимущественно с гранитами агпаитовой серии. В массивах, где щелочные граниты доминируют или граниты плюмазитовой серии присутствуют, но слабо рудоносны, руды имеют существенно редкометалльный состав, например Zr-Y-Nb-REE-Be руды месторождения Стрэндж-Лейк (1.24 млрд лет) или Be-Ta-Nb-REE-Zr-Th-U руды Улканского рудного района (1.70 млрд лет). В РГШ-ассоциации с гранитами S-типа (~1.85 млрд лет) связаны крупные месторождения редкометалльных (Ta, Nb, Li, Sn, Be) пегматитов в Присаянье, а также мелкие Sn- и Sn-Ag месторождения преимущественно жильного типа.

Урановые месторождения типа «несогласий» не имеют прямых генетических связей с породами рассматриваемых ассоциаций хотя бы потому, что формируются позже их, иногда значительно позже. В то же время отчетливо фиксируется возрастная и пространственная корреляция этих месторождений и рапакивигранитсодержащих комплексов различных типов. Формирование их связано почти исключительно с мезопротерозойской эпохой, с которой сопряжен также и главный пик рапакивигранитного магматизма. Урановые месторождения типа «несогласий» приурочены к осадочным бассейнам, наследующим структуры растяжения, с которыми связаны рапакивигранитсодержащие комплексы. Крупные осадочные бассейны обычно тесно связаны с континентальными рифтами и формируются на заключительных стадиях их эволюции. Формирование бассейнов, с которыми связаны эти месторождения, близко по времени к рапакивигранитным комплексам. Для месторождений бассейна Атабаска этот разрыв составляет 30 млн лет (Peterson et al., 2002), для месторождения Карку в Северном Приладожье — 40 млн лет, для месторождений Улканского района — около 30—40 млн лет. В целом же формирование осадочных бассейнов, с которыми связаны эти месторождения, ограничивается достаточно узким возрастным интервалом 1.75—1.46 млрд лет.

Близость по возрасту и приуроченность к предшествующим рапакивигранитсодержащим комплексам, формирующимся в режиме растяжения, позволяют полагать, что эти бассейны генетически связаны с ними и образуются на завершающих стадиях рифтинга. Формирование этих бассейнов было обусловлено погружением фундамента осадочных пород либо за счет остывания утоненной в ходе предшествующего рифтинга континентальной литосферы, либо могло быть связано с процессами фазового перехода «базальт—эклогит» при охлаждении базальтовой линзы в литосферной мантии под рифтом. При этом степень погружения находится в обратной зависимости от интенсивности базальтового магматизма (Лобковский и др., 2004). Для зон развития рапакивигранитного магматизма, где породы кислого состава обычно преобладают над основными породами, глубокие бассейны пострифтовой стадии достаточно характерны.

Иногда наблюдается двойная унаследованность, когда рапакивигранитсодержащие комплексы наследуют структурный план постколлизионных структур растяжения, а завершают эту общую последовательность осадочные бассейны (рис. 101), причем магматические комплексы как постколлизионные, так и более поздние внутриплитные обогащены U и Th. Кроме того, нередко с ними ассоциируют эндогенные урановые месторождения. Типичные примеры — районы Атабаска и Северные Территории в Австралии, Северное Приладожье, Улканский

район. Все месторождения типа «несогласий» имеют полихронную природу. Формирование и переотложение руд осуществлялись дискретно в ходе многочисленных стадий, разделенных зачастую сотнями миллионов лет. Наиболее важными тектоническими событиями, с которыми сопряжены процессы рудогенеза в этих месторождениях, имели место в 1.3 и 1.1 млрд лет.

Метаморфогенные месторождения, такие как Be-Sn-Nb-Ta месторождения в пегматитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах, а также жильные и стратиформные свинцово-цинковые месторождения в Северо-Западном Прибайкалье, эпитермальные жильные свинцово-серебряные месторождения в Южной Финляндии, связанные, вероятнее всего, с экзогенными процессами, не представляют экономического интереса. Формирование этих объектов оторвано от рудоносных магматических пород на сотни миллионов лет. Близкий тип метаморфогенного оруденения обнаружен в Южной Австралии. Это пегматиты с U-Th-Ti-REE-F минерализацией, образованные при парциальном плавлении гранитов и метавулканитов А-типа (1.7 млрд лет) в результате высокоградного метаморфизма (~1.6 млрд лет) супергруппы Вилльяма блока Олари (Ashley et al., 1996).

В целом же, несмотря на широкий возрастной интервал рудогенеза в магматических комплексах рассматриваемых ассоциаций — от 2.63 до 0.58 млрд лет, в формировании крупных и суперкрупных месторождений различных типов отчетливо фиксируются два максимума: 1.85—1.70 и 1.30—1.00 млрд лет.

5.6. Глобальные особенности распределения оруднения, ассоциирующего с рапакивигранитсодержащими комплексами, по материкам

С магматическими породами рапакивигранитсодержащих ассоциаций связан широкий круг полезных ископаемых. Важно отметить некоторые глобальные особенности в распределении месторождений. В первую очередь обращает на себя внимание резкое различие металлогенической специализации гранитов рапакиви и связанных с ними гранитов различных континентов. В частности, для материков Лавразийской группы менее характерна специализация этих гранитов на олово и более характерна специализация на редкие металлы. С гранитами плюмазитовой серии этих материков ассоциируют мелкие и средние по масштабам месторождения, где в качестве главного рудного компонента зачастую выступает Be, а Sn идет как сопутствующий рудный элемент. Для гранитов агпаитовой серии Sn оруденение вообще не характерно. Совершенно иная картина наблюдается в материках Западно-Гондванской группы. Так, например, для Южно-Американского континента типична Sn специализация для всех типов гранитов рассматриваемых ассоциаций в возрастном интервале 1.83—0.58 млрд лет. В этом плане показательно рудное поле Питинга, где с плюмазитовыми гранитами связано исключительно Sn оруденение, а в агпаитовых гранитах к Sn добавляются еще Zr, Nb, Ta, Y и криолит. Следует отметить, что для этого континента Sn специализация характерна не только для гранитов рапакиви, но и для других протерозойских гранитов А-типа (Dall'Agnol et al., 1999). На Африканском континенте с гранитами Бушвельдского массива (2.05 млрд лет), по составу и структурам во многом близкими к гранитам рапакиви, связаны крупные месторождения олова. В материках же Восточно-Гондванской группы с гранитами рапакиви ассоциируют только мелкие месторождения W и Sn.

В целом представленная картина неплохо коррелируется с общей металлогенической специализацией континентов (Соболев, Старостин, 2003). Так, на-

пример, для Северной Америки оловянные месторождения в целом не типичны. В Евразии основные промышленные месторождения Sn связаны с мезокайнозойским «Тихоокеанским кольцом», тогда как для основной части континента эти месторождения также мало характерны, за исключением только месторождений Юго-Западной Англии и Богемского массива. Мало характерны они для Австралии, Индии и Антарктиды. В то же время для Южно-Американского континента и Африки эти месторождения являются сквозными от раннего докембрия до мезозоя и кайнозоя, и среди них нередки крупные и очень крупные объекты. Расхождения и столкновения континентов в истории Земли происходили неоднократно, но всегда Лавразийская и Гондванская группы сохраняли свою относительную самостоятельность. Несмотря на то что обособление Гондваны и Лавразии произошло лишь в палеозое, история развития континентальных блоков, образующих эти суперконтинентальные образования, была различной начиная с раннего докембрия (Добрецов и др., 2001).

Таким образом, мы, вероятнее всего, имеем дело с унаследованностью металлогенической специализации для материков различных групп. Такая унаследованность явно свидетельствует о том, что история развития континентальных блоков, образующих эти суперконтинентальные образования, была различной начиная с раннего докембрия, а также на то, что металлогеническая специализация, особенно на олово, связана, вероятнее всего, с геохимическими неоднородностями литосферы. Такая же неоднородность наблюдается и в распределении эндогенных месторождений сидеро- и халькофильной групп металлов. Практически все эти месторождения сосредоточены в материках Лавразийской группы, причем все наиболее крупные и уникальные месторождения сосредоточены в Лаврентии. В то же время для материков как Западно-Гондванской, так и Восточно-Гондванской группы эти месторождения совершенно не характерны. Исключение составляет лишь месторождение Олимпик-Дам.

5.7. Геодинамческие обстановки формирования месторождений, ассоциирующих с рапакивигрнитсодержаими комплексами

Анализ распределения оруденения по магматическим комплексам, различающимся тектоническим положением (табл. 41), показывает, что наиболее крупные месторождения различных типов образованы в двух тектонических обстановках, которые так или иначе связаны с деятельностью мантийных плюмов. К ним относятся условия активного рифтинга, обусловленного апвеллингом сублитосферной мантии под растущими суперконтинентами, или же условия совмещения тектонических процессов в тыловых частях конвергентных границ плит с деятельностью мантийных плюмов. С этими тектоническими обстановками связаны геологические комплексы АМРГЩГ- и АМЧРГ-ассоциаций. С ними связаны крупнейшие редкометалльные месторождения Стрэндж-Лейк и Улканского рудного района, Sn-редкометалльные месторождения провинций Питинга и Рондония, уникальные апатит-Ti-Fe месторождения Теллнес, Сэнфорд-Хилл и Лак-Тио, крупнейшее Cu-Ni-Co месторождение Восис-Бей.

Батолиты, развитые во внутренних частях систем внешних аккреционных поясов протерозойского возраста и сформированные в связи с дистальным проявлением тектонических процессов, происходящих на конвергентных границах литосферных плит, представлены исключительно АМЧРГ-ассоциацией. Для них характерен близкий набор месторождений полезных ископаемых, что и в предыдущей группе, за исключением редкометалльных месторождений в щелочных

Таблица 41

Типы месторождений, ассоциирующие с рапакивигранитсодержащими комплексами различных тектонических обстановок

Геодинамические обстановки проявления магматизма	Типы месторождений			
	Магматогенные	Эпитермальные	Метаморфогенные	Тип «несогласий»
Рифтинг в тыловых частях систем внешних палео-, мезопротерозойских поясов суперконтинентов как следствие тектонических процессов, происходящих на конвергентных границах литосферных плит	**Ti-Fe Айрон Маунтин** (США) Be, Sn, Cu, (Zn, Pb) скарны Питкярантского рудного района, Южная Карелия **Волынское поле пегматитов с драгоценными камнями;** Be, (Sn, W, Ta, Nb, Mo, Bi, криолит) в полевошпатовых метасоматитах Пержанской зоны; Zr-REE в габбро-сиенитовых массивах (Украина) **Cu, U, Au, REE Олимпик-Дам** (Австралия)	Pb, Ag, (Zn) жильный (Южная Финляндия)		U, (Pb,Zn, Cu, Mo, Ag) Карку, Южная Карелия
Рифтинг пассивной континентальной окраины		**Магнезитовое Сатка,** Ю. Урал		
Постколлизионное растяжение в складчатых поясах: а) гималайского типа	**Апатит-Ti-Fe** и Zr-REE пегматиты Каларского района, Алданский щит			
б) шотландского типа	**Ti-Fe-V Имангаканское** и **Cu-PGE Чинейское**, Алданский щит **Ta, Nb, Li (Sn, Be) Вишняковское Гольцовое и др.,** Присаянье Sn, W, (Cu, Zn,) провинции Иту (Бразилия) Sn, (Ag) Находка, Байкальская скл. область		Be, Sn, Ta, Nb пегматиты и кварц-полевошпатовые метасоматиты, Абчада, Мечта, Ильгир, Байкальская складчатая область, Pb, Zn стратиформные и жильные, Таборное и др., Прибайкалье	U Туюканское, Деканда, Безымянное и др., север Байкальской складчатой области

Активный рифтинг, обусловленный апвеллингом сублитосферной мантии под растущим суперконтинентом (мантийный плюм)	**Апатит-Ti-Fe Богиде, Маймакан и Гаюм; Be, Ta, Nb, REE (Zr, Th, U) Улканский район,** Алданский щит **Sn, (Zr, Nb, Ta, Y, криолит) рудный район Питинга** (Бразилия)			**U, Ni провинция Атабаска** (Канада) U, Au, Mo, Ag, V, Улканский район, Алданский щит
Совмещение тектонических процессов в тыловых частях конвергентных границ плит с деятельностью мантийных плюмов	**Апатит-Ti-Fe Теллнес** (Норвегия) и **Лак-Тио, Сэнфорд-Хилл** (Канада) **Zr, Y, Nb, REE, Be Стрэндж-Лейк** (Канада) **Sn, (W, Ta, Nb, Be) провинция Рондония** (Бразилия) **Cu, Ni, Co сульфидное Восис-Бей** (Канада)			

Примечание. Жирным шрифтом выделены крупные месторождения, подчеркнуты — очень крупные.

гранитах и Cu-Ni-Co месторождений, однако по своим масштабам они не выходят за рамки средних месторождений.

Результатом мезопротерозойского (1.35 млрд лет) рифтинга пассивной континентальной окраины явилось образование ГРГФ-ассоциации Бердяушского массива и бимодальной вулканической серии. Эндогенное (магматогенное) оруденение в связи с этим тектоно-магматическим событием неизвестно, однако с ним сопряжено формирование фосфоритовой минерализации и магнезитового месторождения Сатка в мезопротерозойских терригенно-карбонатных толщах. Pb-изотопные данные указывают на глубинный, вероятнее всего, мантийный, амагматичный источник флюида, ответственного за формирование магнезитовых руд.

Для коллизионных поясов гималайского типа характерны анортозит-чарнокитовые плутоны с месторождениями типа апатит-Ti-Fe, а также пегматиты с Zr-REE минерализацией. В транспрессионных коллизионных поясах наиболее типична Sn-W, Sn-полиметаллическая минерализация грейзенового и кварцево-жильного типа в связи с гранитами A- и S-типов, а также редкометалльные пегматиты, ассоциирующие с гранитами S-типа, среди которых могут быть и очень крупные объекты, такие как пегматитовые поля Присаянья. С расслоенными интрузиями могут быть связаны Ti-Fe-V и Cu-PGE месторождения.

Для урановых месторождений типа «несогласий» совершенно четко устанавливается структурная приуроченность осадочных бассейнов, с которыми ассоциируют эти месторождения, к тектоническим структурам растяжения (зонам рифтинга), с которыми связано формирование рапакивигранитных комплексов.

Анализ распределения эндогенной рудной минерализации по оси времени и по типам тектонических структур свидетельствует о том, что формирование большей части крупных и очень крупных месторождений различных типов было связано с деятельностью мантийных плюмов в возрастных интервалах ~1.85—1.70 и ~1.30—1.00 млрд лет.

5.8. Длительность формирования месторождений и рудных полей, проблемы полигенности и полихроности рудообразования

Проблема связей длительности и дискретности формирования месторождений и масштабов этих месторождений последнее время волнует умы многих геологов (Рундквист, 1997; Глебовицкий и др., 1998; Гавриленко и др., 2000). К примеру, одной из главных причин, объясняющей гигантские масштабы месторождений Хибинского и Ловозерского массивов, а также необычайно высоких содержаний некогерентных элементов в породах и минералах этих массивов, рассматривается интенсивная и длительная кристаллизационная дифференциация (Осокин и др., 2000). Время кристаллизации гигантских и обычных магматических камер, по мнению С. М. Кравченко (1998), может различаться на 2—4 порядка. Большое значение в генезисе крупных и уникальных месторождений придается также полихронности и полигенности рудообразования (Лаверов, Винокуров, 1988; Рундквист, Ларин, 1988; Рундквист и др., 1998, 1999; Ларин, Рундквист, 1999; Пушкарев и др., 2000; Larin et al., 2000). Примеры таких редкометалльных гигантов, как Томтор или Баян-Обо, имеющих длительную и сложную историю формирования (Кравченко, 1998; Chao, 1997), свидетельствуют о важности этих факторов в генезисе крупных и суперкрупных месторождений.

Проведенные исследования, а также анализ литературных данных показали, что необходимо различать по крайней мере два различных типа таких сложных

месторождений. Первый тип — это месторождения или рудные поля, в которых рудообразование связано с деятельностью единой, длительно развивающейся флюидно-магматической системы. Типичные примеры Sn-W месторождения Сихотэ-Алиня — Верхнеурумийское рудное поле, месторождение Забытое и др. (Томсон и др., 1996; Крымский, 1997; Лебедев и др., 1999). К этому же типу с некоторой долей условности можно также отнести и скарновые месторождения Питкярантского рудного района, если пренебречь более древней молибденовой минерализацией в известковых скарнах, не имеющей никакого промышленного значения. Рудоносные плутоны этих месторождений имеют композитное строение, обусловленное совмещением серии пульсов родоначальной гранитной магмы, каждый из которых имеет свою индивидуальную историю развития. Для таких месторождений характерно полиэтапное и полистадийное развитие при широко проявленных процессах телескопирования руд. Типично совмещение процессов рудогенеза, протекавших в условиях относительно закрытых систем и связанных с отделением рудоносного флюида от кристаллизующихся магм конкретных магматических импульсов, а также процессов рудогенеза главной стадии, протекавших в условиях открытой системы в ходе региональной гидротермальной циркуляции в тепловом поле батолита. Длительная и крупномасштабная циркуляция флюида могла поддерживаться длительное время как за счет громадного объема медленно остывающего батолита, так и за счет радиогенного тепла высокорадиоактивных гранитов рапакиви. Рециклинг руд ранних генераций приводил к их переконцентрации и формированию более богатых руд главной стадии. Время жизни такой системы обычно не превышает 30—40 млн лет, что сопоставимо с продолжительностью существования крупной магматической системы.

Месторождения второго типа являются полихронными и полигенными, и их формирование обычно охватывает большие интервалы времени, измеряемые десятками и сотнями миллионов лет. Классическим примером второго типа является рудное поле Корнуолл, сформированное в три этапа (Jackson et al., 1989): 1) добатолитовый (300—400 млн лет), когда были отложены Fe-Mn-оксидные и Fe-Cu-сульфидные синседиментационные руды; 2) синбатолитовый (270—300 млн лет), или главный, когда были сформированы Sn-Cu-As-Fe-Zn-Pb гидротермальные руды; 3) постбатолитовый (Mz-Cz), в ходе которого были образованы эпитермальные жильные руды Pb, Ag, Sb, Ba, Zn, Fe, U, Co, Ni, Au и гидротермально-супергенные месторождения каолина. К этому же типу относятся такие супергиганты, как Томтор и Баян-Обо, формирование которых охватывало сотни миллионов лет (Эпштейн и др., 1994; Chao, 1997). Интересно отметить, что руды главного, синбатолитового, этапа рудного поля Корнуолл были сформированы по сценарию рудогенеза полихронных месторождений первого типа (Chesley et al., 1993). К рудным полям второго типа можно также отнести редкометалльные проявления и Pb-Ag месторождения Выборгского батолита, а также месторождения Питкярантского рудного района в целом, включая и урановые руды типа «несогласий». Сюда же, вероятнее всего, следует отнести и герцинские редкометалльные и Pb-Zn месторождения Северо-Западного Прибайкалья (Давано-Абчадская зона, месторождение Таборное и др.), образованные в результате реювенации геохимически специализированных пород и, возможно, рециклинга первичных редкометалльных руд Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (Неймарк и др., 1993а).

В то же время анализ современных данных по длительности и дискретности формирования месторождений показывает, что простой зависимости между масштабами месторождений, полихронностью и полигенностью их формирования не

существует. Известно большое количество крупнейших месторождений, формирование которых в масштабах геологического времени происходило мгновенно. В этом плане особенно убедительны данные по длительности формирования редкометалльных гранитов и ассоциирующих с ними месторождений (Коваленко и др., 1999, 2002; Костицин, 2002). К примеру, возраст гранитов рапакиви и альбитовых гранитов с сингенетичной Sn и редкометалльной минерализацией уникального по запасам месторождения Питинга совершенно идентичен (Costi et al., 2000a). То же самое касается и такого гиганта, как месторождение Sn и W Пяотан (Иванова и др., 1996), связанного с Яньшаньскими гранитами. Идентичность возраста рудогенеза и рудоносных гранитов установлена и для W-Mo Джидинского месторождения (Чернышев и др., 1998). Отсутствует также корреляция между масштабами месторождений и количеством циклов реювенации в ходе эволюции континентальной коры (Осокин и др., 2000). Вероятно, что для эндогенных, и в первую очередь редкометалльных, месторождений, более важное значение имеют иные факторы, определяющие масштабы месторождений. К ним относятся характер и степень обогащенности источника, степень его парциального плавления, физико-химические характеристики исходной магмы, наличие и характер летучих компонентов, типы и степень дифференциации магмы, объем эволюционирующей магмы и проч.

Безусловно, в некоторых отдельных случаях для месторождений, где различные типы накопления вещества последовательно сменяют и дополняют друг друга, могут возникнуть крупнейшие концентрации рудного вещества. Удачным примером представляется месторождение Томтор, при образовании которого были задействованы различные последовательно сменяющие друг друга типы глубокой дифференциации вещества. Сначала — на уровне мантийного метасоматоза литосферной мантии, затем — низких степеней парциального плавления этого метасоматизированного источника, далее — в ходе дифференциации магмы и, наконец, дифференциации в экзогенных условиях при формировании кор выветривания и их дальнейшего переотложения водными потоками. Важную роль такие механизмы играют при образовании урановых месторождений, особенно месторождений типа «несогласий» (Лаверов и др., 1983; Лаверов, Винокуров, 1988; Пакульнис, Шумилин, 2005).

Анализ истории формирования этих сложных месторождений может позволить раскрыть действительные факторы, контролирующие оруденение, его масштабы и, «разложив» геологические процессы по шкале времени, понять, какое сочетание факторов предопределяет создание крупных и уникальных месторождений.

5.9. Факторы, способствующие накоплению рудного вещества

Металлогеническая специализация магматических комплексов во многом определяется действием двух параметров: 1) степенью обогащения источника теми или иными рудными элементами и летучими компонентами; 2) процессами дифференциации, которые приводят к накоплению рудных элементов в магме в результате сложной и многоступенчатой эволюции магматической системы. Процессы дифференциации можно разложить на две главные составляющие: дифференциация в ходе парциального плавления источника и магматическая дифференциация расплава.

Проблема источника рудного вещества в месторождениях является одой из важнейших в металлогении. Если для большинства месторождений сидеро- и халькофильных элементов, ассоциирующих с мафическими магматическими породами, она в целом более или менее очевидна, то для месторождений, ассоциирующих с гранитоидами, есть еще достаточное количество неразрешенных проблем. Рассмотрим эту проблему применительно к гранитам рапакиви и связанным с ними породами.

Источники

Согласно проведенным геохимическим и изотопным исследованиям, большинство гранитов из рассматриваемых магматических ассоциаций имеет смешанную мантийно-коровую природу. Однако если для щелочных гранитов мантийный компонент является доминирующим и эти граниты связаны с источником типа OIB, то в субщелочных гранитах рапакиви соотношение мантийного и корового компонентов, согласно предварительным оценкам по методу, предложенному Бор-Минг-Джаном (Jahn et al., 2000), равно примерно 1:1. При этом мантийный компонент в последних отвечает континентальным толеитам. Щелочные граниты отличаются более высокими отношениями HFSE/LILE и геохимически специализированы на HFS-элементы. С ними связаны месторождения Zr, Y, Nb, Ta, REE, Be, Th, U, такие как Стрендж-Лейк или Улканский рудный район. Эта же достаточно устойчивая рудная ассоциация типична и для месторождений в щелочных гранитах, не связанных с гранитами рапакиви или иными гранитами субщелочного ряда, например Катугинского (Восточная Сибирь) или Блатчфорд-Лейк (Канада), или Ивигтут (Южная Гренландия), а также месторождений, связанных с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами (Хибинское, Ловозерское, Илимаусак) или щелочными габброидами Приазовского блока Украинского щита (Азовское, Балка Мазурова). Мантийный источник этих редкометалльных руд мало у кого вызывает возражения.

Сложнее ситуация с Sn и Sn-редкометалльными рудами. Sn минерализация совершенно не характерна для комплексов, сложенных исключительно щелочными гранитами, что указывает на то, что источник OIB-типа, скорее всего, не специализирован на Sn, несмотря на то что сами базальты (OIB) отличаются повышенными содержаниями Sn — 1.84—6.10 ppm (Jochum et al., 1993). Эти месторождения ассоциируют с двумя другими типами гранитов A-типа: комплексы с плюмазитовым трендом эволюции и композитные комплексы, в которых параллельно сосуществуют две линии эволюции составов — плюмазитовая и агпаитовая.

Первый тип гранитов, к которым относятся и граниты рапакиви, формируются из исходных магм, обогащенных некогерентными элементами в общем и Sn в частности. По этому параметру они приближаются к оловоносным гранитам (Хазов, 1973; Великославинский и др., 1978). Степень обогащенности первичных гранитных магм некогерентными элементами определяется двумя основными параметрами: обогащенностью источника этими элементами и степенью парциального плавления этого источника (Clemens et al., 1986; Christiansen et al., 1986). В то же время существуют представления, в которых ведущая роль в формировании редкометалльных гранитов отводится процессам глубокой дифференциации обычного гранитного расплава (Collins et al., 1982; Костицин, 2002). Однако в рамках последней модели невозможно объяснить существование гранитов A-типа, даже самые примитивные представители которых обогащены некогерентными элементами в значительно большей степени, чем

любые граниты I- или S-типов. Кроме того, с этих позиций трудно объяснить региональные различия в металлогенической специализации одного и того же типа гранитов. Как уже упоминалось выше, граниты рапакиви Северной Америки совершенно не специализированы на Sn; такие же граниты Восточно-Европейской платформы умеренно специализированы на Sn, а с гранитами рапакиви Южной Америки связаны крупные и уникальные месторождения Sn. В то же время некоторые исследователи (Гавриленко и др., 2000), напротив, придают слишком большое значение в возникновении крупных редкометалльных месторождений процессам обогащения источников в результате метасоматоза коровых пород в ходе длительного взаимодействия их со щелочными мантийными флюидами. Однако современные данные по нижнекоровым ксенолитам (Rudnick, Gao, 2004; Kempton et al., 1995, 2001) свидетельствуют о редкости проявления в них метасоматических процессов и об отсутствии существенных увеличений концентраций некогерентных элементов. Кроме того, щелочной метасоматоз неизбежно приведет к увеличению Rb/Sr корового протолита, а в условиях длительного существования подобной системы протолит будет заметно обогащаться радиогенным стронцием. В результате гранитный расплав, образованный при плавлении такого протолита, скорее всего, будет отличаться повышенными значениями первичного $^{87}Sr/^{86}Sr$, что в целом не характерно для редкометалльных гранитов (Костицин, 2002).

В отличие от большинства оловоносных гранитов фанерозоя, которые относятся к гранитам S-типа и формируются в ходе парциального плавления вещества высокозрелой средней или даже верхней континентальной коры, отличающейся сравнительно высокими содержаниями Sn (Соболев и др., 1999; Соболев, Старостин, 2003), граниты рапакиви имеют существенно более глубинный и деплетированный на Sn и другие редкие металлы коровый источник. В гл. 3 было показано, что исходная магма гранитов рапакиви, вероятнее всего, была образована при парциальном плавлении древней нижней коры, содержащей мафический андерплейт, идентичный по возрасту этим гранитам и имеющий тот же мантийный источник, что и когенетичные гранитам мафические породы. По сравнению с веществом деплетированной нижней коры (Rudnick, Gao, 2004) породы такого мафического андерплейта должны быть заметно обогащены большинством некогерентных элементов, в том числе Sn (рис. 71), что, в общем, характерно для многих континентальных базальтов мира (Геохимия глубинных…, 1980; Соболев и др., 1999). Поэтому вполне вероятным источником Sn и других рудных элементов, а также F, гранитов и руд является вещество мафического андерплейта. Как было показано ранее, основные породы этой ассоциации, соответственно и андеплейта, были образованы за счет смешения вещества астеносферного и литосферного мантийных источников. При этом вещество литосферной мантии в общем случае могло быть неоднократно метасоматизировано и подвергнуто магматическим инъекциям расплавов, отделявшихся от субконтинентальной мантии как в ходе субдукционных процессов в орогенические этапы, так и в последующие этапы кратонизации, которые могли продолжаться не одну сотню миллионов лет. Мантийный метасоматоз приводит к существенному обогащению литосферной мантии редкими металлами, в частности содержания Sn и Li увеличиваются на один-полтора порядка (Могарский, Лутков, 2003). Магматические выплавки из участков мантии, обогащенных Sn, имеют повышенные концентрации этого металла и при внедрении в земную кору создают области, обогащенные оловом (Рябчиков, 1989; Соболев и др., 1999). Существенным ограничением на возможную роль корового протолита как основного источника рудного вещества является тот факт, что граниты рапакиви Южной Финляндии

и Салминского батолита, очень близкие по составу и металлогенической специализации, резко отличаются по возрасту и степени «зрелости» коровых протолитов: палеопротерозойская ювенильная кора в первом случае и позднеархейская нижняя кора во втором.

Для комплексов второго типа характерны крупные Sn-редкометалльные месторождения. Типичный пример — рудное поле Питинга, включающее два одновозрастных гранитных массива. Массив Агуа-Боа содержит Sn-месторождения грейзенового типа, ассоциирующие с Li-F гранитами, а массив Мадейра — крупнейшее Sn-Zr-Nb-Ta-Y-криолитовое месторождение в щелочных (альбитовых) гранитах. Ранние фазы обоих массивов — типичные рапакиви. По характеру рудоносных гранитов и типам руд месторождение Агуа-Боа совершенно идентично месторождениям, связанным с первым типом гранитов, с плюмазитовым трендом эволюции. Вероятнее всего, и формирование этих гранитов протекало по близкому сценарию. Совмещение в альбитовых гранитах Zr-Nb-Ta-Y-криолитового оруденения, типичного для щелочных гранитов и Sn оруденения, типичного для плюмазитовых гранитов, свидетельствует, по-видимому, о смешанной природе источника этих гранитов, что подтверждается и изотопными данными (Costi et al., 2000b). Своеобразным фанерозойским аналогом этого комплекса и связанных с ним руд, по-видимому, являются мезозойские граниты плато Джос в Нигерии и ассоциирующие с ними Sn-редкометалльные руды. Эти граниты входят в бимодальную ассоциацию, мафические породы которой представлены анортозитами.

Дифференциация

Достаточно важная роль в формировании геохимической и металлогенической специализации гранитов рапакиви и связанных с ними гранитоидов принадлежит процессам фракционирования в ходе парциального плавления протолита. Подавляющее большинство исследователей (Collins et al., 1982; Anderson, 1983; Creaser et al., 1991; Haapala, Rämö, 1992; Skjerlie, Johnston, 1992; Ashwal, 1993; Frost, Frost, 1997; Anderson, Morrison, 2005, и др.) полагают, что высокие содержания несовместимых элементов и галогенов в этих гранитах и в их исходной магме обусловлены низкой степенью парциального плавления (< 30%). Расхождения касаются главным образом состава этого корового протолита (см. гл. 3). То же можно сказать и о щелочных гранитах. Как уже было показано, в генезисе этих гранитов главную роль играет мантийный (OIB типа) компонент. Это в целом соответствует модели, которой придерживается большинство геологов о происхождении щелочных гранитов как остаточных дифференциатов базитовых магм гаваитовой (Нур-нормативной) специфики (Carmichael et al., 1974; Barberi et al., 1975; Fox, 1977; Коваленко, 1977; Bonin, 1996, и др.). Образование таких магм также возможно только при условии низких степеней парциального плавления мантии.

Однако важнейшая роль в формировании металлогенически специализированных гранитов, в том числе и редкометалльных, принадлежит процессам магматической дифференциации. При этом наиболее важное значение в эволюции магмы принадлежит кристаллизационной дифференциации. Вязкость гранитных магм в среднем в 3—4 раза ниже, чем базальтовых, что существенно уменьшает значение роли кристаллизационной дифференциации в них. В то же время вязкость магм гранитов А-типа значительно снижается в силу их высокотемпературности и сухости. Кроме того, высокие содержания F на несколько порядков понижает вязкость гранитного расплава (Dingwell et al., 1985) и значительно уменьшает температуру солидуса (Коваленко, 1979). Оба эти фактора способствуют глубокой дифференциации субщелочного гранитного расплава, приводя, в конечном счете, к формированию экстремально фракционированных

пород типа редкометалльных Li-F гранитов и онгонитов. Фтор играет важнейшую роль в концентрировании HFS-элементов в магмах А-типа (Collins et al., 1982) посредством формирования комплексных ионов. Щелочногранитные расплавы при температуре 800°С имеют вязкость на порядок ниже, чем в плюмазитовых гранитных расплавах, что обусловливает большую степень дифференцированности и высокой подвижности этих расплавов (Baker, Vaillancourt, 1996). По данным Ю. А. Костицина (2002), процесс обогащения магм рудными элементами относится к рэлеевскому типу и, скорее всего, связан с глубоким кристаллизационным фракционированием материнских расплавов. Однако для некоторых наиболее дифференцированных гранитов, чтобы объяснить экстремальные концентрации ряда некогерентных элементов, привлекаются дополнительные механизмы фракционирования, такие как жидкостное расслоение, флюидная дифференциация, внедрение метеорных вод, флюидное насыщение и последующая миграция вверх, насыщенная флюидом магма и др. (Pollard, 1995).

Изучение фазовых равновесий в системе онгонит—H_2O—HF показало наличие широких областей ликвации (Коваленко, Коваленко, 1976). На примере Li-F гранитов Салминского батолита рапакиви было показано (Граменицкий и др., 1998), что накопление в ходе кристаллизационной дифференциации в остаточном расплаве F до предельных значений (3%) приводит к обособлению двух равновесных несмешивающихся жидкостей, Na-алюмофторидного и K-алюмосиликатного расплавов. В присутствии Li коэффициенты разделения силикатный/флюидный расплав большинства рудных компонентов резко уменьшается, для многих — до значений < 1, что объясняет их эффективное накопление в гранитах Na-ветви и приуроченность Li, Rb, Sn, Ta, Zn минерализации к последним. Фракционирование этого типа приводит к внутренней стратификации магматической камеры по составу с образованием обогащенных летучими экстремальных дифференциатов в прикровельной части магматической камеры (Taylor et al., 1995). Возникновение ряда криолитовых месторождений связано с выделением несмешивающегося солевого фторидного расплава в ходе кристаллизации щелочных гранитов (Когарко, Кригман, 1981). По-видимому, и формирование Sn-редкометалльно-криолитовых руд в альбитовых гранитах рудного поля Питинга связано с явлениями несмесимости алюмофторидного и алюмосиликатного расплавов. Высокие содержания F, в щелочногранитных магмах особенно, приводят к изменению структуры алюмосиликатных жидкостей и созданию благоприятных условий для возникновения явлений несмесимости (Глюк, 1973; Когарко, Кригман, 1981). В массиве Мадейра тело рудоносных альбитовых гранитов (Na-ветвь), в центральной части которого находится криолитовое тело, окружено со всех сторон гиперсольвусными гранитами (K-ветвь), которые имеют между собой взаимоотношение двух жидкостей (см. рис. 38). Расслоение высокодифференцированного и обогащенного F щелочногрантиного расплава могло привести к обособлению экстремально обогащенного Sn, Ta, Nb, Y, Zr, Y алюмофторидного солевого и алюмосиликатного расплавов. Таким образом, два последовательных этапа глубокой дифференциации щелочногранитного расплава, кристаллизационной и ликвационной, могли в итоге привести к формированию такого уникального месторождения. Различный характер рудной минерализации, связанный с магматическими системами, резко контрастирующими в отношении их кислотно-основных характеристик (граниты плюмазитовой серии Агуа-Боа и агпаитовой серии Мадейра), обусловлен различиями в содержаниях фтористых соединений во флюидных фазах, равновесных с магматическими породами различного состава (Когарко, Кригман, 1981). Отсутствие рудоносных грейзенов в щелочных гранитах массива Мадейра связано со значительным снижением

активности фторидов в ходе увеличения щелочности силикатных расплавов. В результате это приводит к совместной миграции щелочей и препятствует отделению фторидов в газовую фазу. Вероятно, именно с этим связано то, что Sn-редкометалльные руды в этом месторождении имеют типично магматический характер. Напротив, в массиве Агуа-Боа оруденение исключительно грейзенового типа и связано с Li-F гранитами. Как было установлено (Taylor, Wall, 1992), щелочногранитные магмы могут вмещать Sn значительно больше, чем магмы высокоглиноземистых гранитов, но Sn в них менее склонно к ремобилизации во флюидную фазу. Гораздо более эффективно Sn отделяется во флюидную фазу из высокотемпературных, обогащенных K, восстановленных плюмазитовых магм. Обогащенные Sn гетерофазные гидротермальные растворы могли отделяться от кристаллизующихся флюидонасыщенных остаточных гранитных расплавов и мигрировать в ослабленные зоны, формируя метасоматические грейзеновые и жильные тела с рудной минерализацией.

Важную роль в концентрации рудного вещества в гранитах наряду с обогащенностью источника, степенью его парциального плавления и физико-химическими условиям плавления, насыщенностью расплава флюидом, а также особенностями и глубиной дифференциации играет также «емкость» гранитных магм на различные рудные компоненты. Экспериментальные исследования растворимости касситерита, манганоколумбита, манганотанталита, циркона и гафнона в гранитных расплавах различного состава при $T = 750$—$1035°C$ и $P = 2$ кбар в диапазоне f_{O_2} FMQ от –0.6 до +3.5 лог. ед. показали (Linnen, 2000), что растворимость этих минералов сильно зависит от величины ASI и f_{O_2}. В перщелочных расплавах Sn находится преимущественно в четырехвалентном состоянии и при увеличении f_{O_2} до +3.5 растворимость касситерита снижается от 10 до 4%. В метглиноземистых и перглиноземистых расплавах доминирует Sn^{2+} в восстановительных условиях и растворимость касситерита составляет около 1%. При возрастании фугитивности кислорода Sn переходит в четырехвалентную форму и касситерит становится насыщенным приблизительно при ~700 ppm Sn. Таким образом, окисление является реальным механизмом отложения оловянных руд. Растворимость колумбита—танталита и циркона—гафнона также возрастает от метглиноземистых расплавов к перщелочным. Их растворимость также возрастает при увеличении концентраций Li и F в расплаве.

Как показали Е. Д. Осокин и др. (2000), редкометалльные месторождения-гиганты связаны в основном с производными внутриплитного мантийного магматизма, для которого, как правило, устанавливается связь с мантийными плюмами. В то же время, по данным этих авторов, редкометалльные месторождения такого же ранга, генетически связанные с коровыми гранитами, отсутствуют. Следует отметить, что редкометалльные месторождения, ассоциирующие с рапакивигранитсодержащими комплексами, полностью вписываются в эту модель. Абсолютно противоположная картина наблюдается для месторождений Sn. Подавляющее большинство этих месторождений, в том числе такие гиганты, как Боливийские или месторождения Корнуолла и Юго-Восточной Азии, связаны с гранитами S-типа, имеющими существенно коровую природу (Митчел, Гарсон, 1984; Lehmann et al., 1990; Pollard et al., 1995; Barbarin, 1999; Соболев и др., 1999), и встречаются в основном в двух тектонических позициях — в тыловодужных магматических поясах и в зонах континентальной коллизии. Крупные и очень крупные месторождения олова, связанные с внутриплитными гранитами А-типа, кроме месторождений провинций Рондония и Питинга известны, пожалуй, еще только в одном месте на Земле. Это мезозойские Sn-редкометалльные месторождения плато Джос в Нигерии, тектоническое положение которых также

определяется связью с мантийным плюмом (Митчел, Гарсон, 1984; Sawkins, 1984).

Таким образом, для всех суперкрупных Sn-месторождений, ассоциирующих с гранитами А-типа, характерна связь с композитными батолитами, в которых совмещены высокодифференцированные граниты плюмазитовой и агпаитовой серий и с мантийными плюмами, а также их анорогенное тектоническое положение. При этом для всех месторождений, за исключением месторождения Мадейра рудного поля Питинга, характерна ассоциация Sn руд преимущественно с гранитами плюмазитовой серии. Образование крупных и суперкрупных месторождений в таких комплексах, возможно, связано с некими явлениями специфического селективного обмена веществом между такими различными по составу порциями сосуществующих гранитных магм по механизму, предложенному С. М. Бескиным и др. (1999). При этом плюмазитовые магмы остаются основным источником Sn, а агпаитовые магмы — редких металлов, галогенов и щелочей. Привнос в плюмазитовую магму галогенов и щелочей должен понижать ее вязкость и температуру солидуса, что, вероятно, способствует более глубокой ее дифференциации, а усиление щелочности должно приводить к увеличению растворимости Sn в магме. Не исключено, что мог иметь место и обратный процесс, когда Sn «оттягивалось» из плюмазитовых магм в агпаитовые. С учетом высокой растворимости Sn в щелочных флюидонасыщенных магмах последние могли насыщаться этим элементом в значительно большей мере, чем плюмазитовые. Олово в щелочногранитных магмах менее склонно к ремобилизации во флюидную фазу (Taylor, Wall, 1992), что могло приводить к формированию магматических месторождений в щелочных гранитах типа массива Мадейра.

5.9.2. Рудные месторождения, ассоциирующие с основными породами

Два основных типа месторождений, связанных анортозитовыми комплексами, Fe-Ti-апатитовые и сульфидные Cu-Ni-Co, являются своеобразными антиподами по механизмам своего образования. При этом исходные базитовые магмы, с которыми они ассоциируют, могут быть очень близкими по составу и связанными с единым мантийным источником.

Источники

Как было показано выше, источником мафических пород рассматриваемых магматических ассоциаций является вещество континентальной литосферной и сублитосферной мантии. Последняя может быть представлена как мантийными плюмами, так и астеносферной мантией. Литосферная мантия, как правило, в различной мере метасоматизирована. При этом мантийный метасоматоз может быть связан по крайней мере с двумя различными процессами: 1) субдукционными — за счет флюида, отделяющегося от субдуцирующей океанической плиты в ходе предшествующей орогении и 2) внутриплитными, связанными с влиянием сублитосферной мантии. Естественно, что и геохимические следствия этих двух типов метасоматоза на состав литосферной мантии будут существенно различаться. По мере увеличения паузы между последним орогеническим событием и формированием рассматриваемых магматических комплексов усиливается степень кратонизации литосферы, выражающаяся также в усилении роли мантийного метасоматоза второго типа. В зависимости от тектонического положения конкретного магматического комплекса меняются роли различных мантийных источников.

Дифференциация и коровая контаминация

Степень парциального плавления мантийного источника варьирует в зависимости от степени литосферного растяжения, однако, как правило, она невелика. Состав родоначальных магм варьирует от оливиновых толеитов (Emslie, 1978; Ashwal, 1993) до высокожелезистых континентальных толеитов с содержанием MgO < 8% (Rämö, 1991; Li et al., 2000). Гораздо большее значение имеют процессы дальнейшей эволюции сформированных расплавов в магматическом очаге и магматической камере, а также по пути их следования к магматической камере или к эрозионной поверхности.

Оба типа месторождений присутствуют в мафических породах комплекса Найн и различаются по возрасту приблизительно на 20 млн лет. Cu-Ni-Co руды месторождения Восис-Бей связаны с наиболее ранними породами комплекса — троктолитами (1333 млн лет), а Fe-Ti-апатитовые руды — с более поздними анортозитами (1317—1313 млн лет). Согласно данным канадских геологов (Lambert et al., 1999; Amelin et al., 2000; Li et al., 2000), первичные магмы троктолитов и анортозитов имели близкий состав и были образованы из единого мантийного источника. Однако дальнейшие пути их эволюции резко различались.

Образование Fe-Ti-апатитовые руд осуществлялось в ходе двух этапов фракционной кристаллизации базитовых магм на различных уровнях глубинности. В результате первого этапа кристаллизации в условиях открытой системы при интенсивной контаминации в нижнекоровой магматической камере вблизи границы M имело место длительное котектическое фракционирование плагиоклаза и Fe-Mg-силикатов (оливина и ортопироксена) с обособлением остаточной жидкости ферродиоритового состава. Эта высокожелезистая жидкость, сильно деплетированная Cr, Ni, Co, Sr и обогащенная Ti, P, а также большинством некогерентных элементов, выносилась на уровни становления в результате анортозитового диапиризма. Р. Эмсли и др. (Emslie et al., 1994) большое значение придавали контаминации базитовых магм горячими реститами основного состава, оставшимися после выплавления из нижнекорового протолита кислых магм гранитов рапакиви. Дифференциация в ходе второго этапа в верхнекоровых условиях этой сильнопродвинутой ферродиоритовой магмы приводила уже к формированию апатит-Fe-Ti месторождений. Согласные рудные тела образуются в результате гравитационной аккумуляции рудных минералов из расплава (Emslie, 1985; Ashwal, 1993). Массивные руды, вероятнее всего, представляют собой ремобилизованные кумулаты, которые были интрудированы в трещины и разломы в виде кристаллической каши, хотя не исключено, что их формирование связано с жидкостной несмесимостью.

Рудоносные троктолиты месторождения Восис-Бей, согласно изотопным (Nd, Sr, Pb) данным, наименее контаминированы коровым веществом. Родоначальные магмы были генерированы в начале формирования комплекса Найн и поднимались через «холодную» кору, еще не содержащую горячих реститов от предшествующего гранитного магматизма. Эти магмы имели хорошие шансы достичь верхнекорового уровня внедрения неконтаминированными, без потери большинства содержащихся там металлов. В то же время, согласно Re-Os изотопным данным, важную роль в формировании месторождения сыграли процессы верхнекоровой контаминации (Lambert et al., 1999). Ассимиляция вмещающих сульфидсодержащих парагнейсов троктолитовой магмой приводила к первичному сульфидному пересыщению, способствуя выделению больших количеств сульфидной жидкости из магмы.

Таким образом, необходимыми условиями для формирования апатит-Fe-Ti месторождений в анортозитовых комплексах являются интенсивная нижнеко-

ровая контаминация и дальнейшая двухстадийная глубокая дифференциация на различных уровнях глубинности — нижне- и верхнекоровом, тогда как для сульфидных Cu-Ni-Co месторождений важен прорыв примитивных недифференцированных базитовых магм на верхнекоровые уровни и ассимиляция там сульфидсодержащих пород.

Коренное отличие между Ti-Fe-апатитовыми месторождениями в анортозитах и близкими к ним месторождениями в расслоенных или дифференцированных габброидах, типа месторождений Чинейского массива, состоит в том, что совершенно несопоставимы масштабы задействованных объемов магм и глубина их дифференциации. В анортозитовых комплексах вовлекаются гигантские объемы мафических магм, которые претерпевают глубокую кристаллизационную дифференциацию на двух уровнях глубинности — на границе М и в верхнекоровой камере, тогда как в расслоенных интрузиях — это дифференциация на уровне обычной магматической камеры. Чтобы оценить различия в масштабах дифференциации, можно сопоставить соотношения объемов мафических и лейкократовых пород в том и другом случае. По-видимому, именно этим и объясняется значительно бóльшие масштабы месторождений в анортозитах по сравнению с расслоенными или дифференцированными мафит-ультрамафитовыми интрузиями.

5.9.3. Месторождения, формирование которых связано с процессами реювенации гранитов рапакиви и ассоциирующих пород

Проведенные исследования показали, что граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы, а также возможно и первичные эндогенные руды, с ними связанные, могут представлять собой источник рудных компонентов, которые в результате наложенных процессов различного рода могут быть экстрагированы из этих пород и переотложены в концентрированной форме, в том числе и в виде месторождений. Наложенные процессы могут иметь магматогенную, метаморфогенную и экзогенную природу. Возрастная пауза между формированием гранитов рапакиви и ассоциирующих пород, а также наложенным процессом может варьировать от нескольких до сотен миллионов лет. Эти процессы могут иметь дискретную природу, в результате чего общий возрастной интервал формирования месторождений может достигать сотен миллионов лет. Тектонические события, с которыми сопряжены эти процессы, могут быть как совершенно случайными, так и закономерно связанными с тектоническими событиями, приведшими к формированию самих рапакивигранитных комплексов. Например, герцинский метаморфизм в Байкальской складчатой области, обусловленный коллизионными событиями в Центрально-Азиатском складчатом поясе, привел к формированию редкометалльных месторождений в Давано-Абчадской тектонической зоне и Pb-Zn месторождений в Байкальском перикратоне в связи с процессами реювенации пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Это тектоническое событие никак не было связано с раннедокембрийской тектонической эволюцией региона. Напротив, формирование осадочных бассейнов, с которыми ассоциируют U месторождения типа «несогласий», закономерно связано с эволюцией рапакивигранитсодержащих рифтогенных тектонических структур и происходило на завершающих стадиях рифтинга.

Граниты рапакиви и связанные с ними фельзические породы характеризуются высокими содержаниями многих рудных элементов, как литофильных (Sn, W, Be, Mo, Ta, Nb, Zr, REE, Li, U, Th), так и халькофильных (Cu, Zn, Pb). Из всех рудных

элементов наибольшей подвижностью в широком диапазоне физико-химических условий отличается U. Это обусловлено как его химическими свойствами, так и тем, что в гранитах рапакиви, в частности, бóльшая часть этого элемента присутствует в легкоподвижной форме, способной к выщелачиванию как в ходе эндогенных, так и экзогенных процессов. Вторым элементом, отличающимся высокой подвижностью, является Pb. Причем характерно, что наибольшей мобильностью отличаются его радиогенные изотопы, которые образуются в ходе радиоактивного распада U и Th в горных породах и рудах, кристаллохимическое положение которого в структуре вмещающего минерала является гораздо менее прочным по сравнению с обыкновенным свинцом. Естественно, что в ходе наложенных процессов происходит селективное извлечение радиогенных изотопов Pb. При этом чем более низкотемпературные условия наложенных процессов, тем большая доля радиогенного Pb присутствует в рудах и тем выше соотношение ураногенных свинцов к торогенному.

Необходимо также иметь в виду, что в гранитах рапакиви и ассоциирующих с ними породах широко проявлены процессы гидротермальных изменений. Гидротермально измененные породы отличаются более высокими содержаниями рудных элементов, причем большинство этих элементов находится в более «подвижных» формах (Горцевский, Поликарпов, 1994). Кроме того, с этими гранитами, как правило, связано большое количество разнообразных эндогенных рудных образований — от рудопроявлений до месторождений супергигантов. Естественно, что в ходе развития наложенных процессов в подобных обстановках возможности для значительного перераспределения рудных элементов весьма высоки. Разумеется, что при формировании месторождений типа «несогласий» граниты рапакиви не являются единственным источником урана. Иногда их роль может быть даже более чем скромной. Это касается месторождений Северных территорий в Австралии, в определенной мере и в провинции Атабаска, тогда как для таких месторождений, как Олимпик-Дам или Карку, роль гранитов рапакиви как источника U, скорее всего, являлась определяющей. В целом же для этих типично полигенных и полихронных месторождений (Лаверов и др., 1983; Лаверов, Винокуров, 1988) характерно многообразие источников урана; правда, большинство исследователей сходятся на том, что главными среди них являются обогащенные ураном граниты.

Анализ дискретности рудообразования на U месторождениях типа «несогласий» показывает, что основные импульсы рудообразования связаны с крупными тектоническими событиями, сопровождающимися внутриплитным магматизмом, имеющим плюмовую природу. В этом плане очень показательны месторождения провинции Атабаска, где главные стадии рудообразования (1.3 и 1.10—1.05 млрд лет) коррелируются с внедрением диабазовых даек, связанных с деятельностью мантийных суперплюмов. Для эпитермальных жильных полиметаллических месторождений в гранитах рапакиви южной части Балтийского щита, напротив, характерно формирование их в связи с гипергенными процессами. Выделенные здесь три этапа рудообразования (йотнийский, каледонский и четвертичный), вероятнее всего, связаны с периодами вывода батолитов гранитов рапакиви на эрозионную поверхность и активизацией процессов выветривания. Выщелачивание наиболее подвижного радиогенного Pb полевых шпатов и из пленочной интергранулярной урановой минерализации гранитов рапакиви приводило к переотложению его в трещинных зонах в виде галенита.

Рудоотложение в месторождениях типа «несогласий» и в эпитермальных жильных полиметаллических месторождениях осуществлялось в низкотемпературных условиях (Vaasjoki, 1977, 1981; Пакульнис, Шумилин, 2005). Этим во мно-

гом и определяется спектр рудных элементов данных месторождений — U, Ni, Au, Mo, Cu, Pb, Zn, Ag, способных к миграции в низкотемпературных растворах. Редкометалльные, Sn-редкометалльные и полиметаллические месторождения, образованные в ходе метаморфической реювенации, имеют более широкий спектр физико-химических условий формирования. Очевидно, что мобилизация таких элементов, как Sn, Be, Ta, Nb и REE, могла осуществляться только в зонах метаморфизма и ультраметаморфизма амфиболитовой фации, тогда как ремобилизация Pb и Zn происходила в условиях низкого метаморфизма. В то же время было установлено, что отсутствует простая зависимость между масштабами месторождений и полихронностью, а также полигенностью их образования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Граниты рапакиви являются характерной и неотъемлемой частью большинства древних платформ. В их формировании выделяются три основных периода — 2.8—2.6, 1.8—1.0 и 0.6—0.5 млрд лет, главным из которых является второй (1.8—1.0 млрд лет). Анализ данных по составу и строению магматических комплексов, включающих граниты рапакиви, позволил выделить четыре главных типа магматических ассоциаций: АМЧРГ, АМРГЩГ, ГРГФ и РГШ.

Особенности минерального и химического состава большинства пород рассматриваемых ассоциаций указывают на их дифференцированный характер. Среди гранитоидов выделены три главные группы. К первой (доминирующей) группе относятся высокожелезистые и высококалиевые классические граниты рапакиви магматических ассоциаций первых трех типов, которые являются типичными представителями внутриплитных субщелочных гранитов А-типа, кристаллизовавшихся из «сухих» высокотемпературных магм в резко восстановительных условиях. Ко второй группе относятся щелочные граниты АМРГЩГ-ассоциации, представляющие собой высокодифференцированные граниты Na-серии А-типа, экстремально обогащенные некогерентными элементами. Эти граниты также кристаллизуются из «сухих», «восстановленных» и очень высокотемпературных магм. К третьей группе относятся субщелочные калиевые граниты, варьирующие по составу от гранитов А-типа до S-гранитов и принадлежащие исключительно к РГШ-ассоциации. По сравнению с классическими рапакиви для них характерны более высокая фугитивность кислорода и воды, более низкие содержания калия, HFSE и HREE; они менее дифференцированы и принадлежат к геохимическому типу «посторогенных» гранитов. Батолиты, сложенные гранитами рапакиви и ассоциирущими породами, имеют сложное композитное строение и состоят из более мелких плутонов, каждый из которых имеет индивидуальную линию эволюции — от геохимически примитивных до высокофракционированных составов.

Проведенные изотопные и геохимические исследования позволили обосновать ограничения на источники гранитов рапакиви и определить общий характер связей последних с ассоциирующими кислыми, основными и щелочными породами. Была подтверждена важнейшая роль коровой контаминации в генезисе автономных анортозитов. Не менее важную роль играют процессы смешения вещества мантийных и коровых источников в петрогенезе гранитов рапакиви и ассоциирующих гранитов А-типа. При этом для всех ассоциаций, за исключением РГШ, коровый компонент представлен исключительно веществом нижней континентальной коры, которая в свою очередь может быть подразделена на три основных типа: молодая ювенильная кора, которая еще не приобрела изотопных

характеристик классической нижней коры, древняя нижняя кора и нижняя кора, сформированная в результате преобразования (обеднения LIL-элементами) древней изначально обогащенной верхней коры. Доминирующими коровыми протолитами гранитов РГШ-ассоциации является вещество средней и верхней коры. Мантийный компонент в составе гранитов рапакиви первых трех магматических ассоциаций (АМЧРГ, АМРГЩГ и ГРГФ) представлен веществом континентальных толеитов, образующихся в общем случае при смешении выплавок из астеносферной мантии и кратонизированной литосферной мантии. Для щелочных гранитов АМРГЩГ-ассоциации главным является источник типа OIB. В петрогенезисе пород РГШ-ассоциации прослеживается влияние SCLM, метасоматизированной в ходе предшествующего субдукционного процесса

Общим для всех рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций является формирование в условиях литосферного растяжения во внутриплитных условиях. Генезис магматических комплексов связан с дискретно функционирующими сублитосферными мантийными источниками, длительность существования которых сопоставима с длительностью формирования палеорифтов, — 10—50 млн лет. Однако конкретные геодинамические обстановки их формирования могут сильно различаться. Выделены три типа таких обстановок: 1) рифтинг, контролируемый процессами на границах литосферных плит; 2) рифтинг, связанный с деятельностью мантийных плюмов, и 3) рифтинг, обусловленный сочетанием двух предыдущих обстановок. При этом магматические комплексы, формирование которых контролируется тектоническими процессами на границах плит, в свою очередь подразделяются на три типа: а) приближенные к конвергентным границам плит; б) приближенные к дивергентным границам плит и в) приближенные или приуроченные к коллизионным швам. Магматические комплексы первого типа локализованы в системе внешних палеомезопротерозойских трансконтинентальных орогенических поясов суперконтинентов Нена и Атлантика и представлены исключительно АМЧРГ-ассоциаций. Их формирование происходило в интервале 1.8—1.3 млрд лет и было связано с дистальным отражением в тыловых зонах этих орогенов тектонических процессов, протекавших на конвергентных границах плит как субдукционных, так и коллизионных. На противоположных сторонах активных окраин этих суперконтинентов существовали обширные пассивные континентальные окраины — области, приближенные к дивергентным границам плит. С импульсом рифтогенеза (~1.35 млрд лет) на такой окраине связано формирование ГРГФ-ассоциации. Коллизионные швы контролируют размещение постколлизионных магматических комплексов анортозит-чарнокитового типа и РГШ-ассоциации. При этом первые приурочены к зонам фронтального столкновения континентальных плит, а вторые более характерны для транспрессионных зон взаимодействия плит и континентальных блоков более низкого порядка. С деятельностью мантийных плюмов связаны комплексы АМЧРГ- и АМРГЩГ-ассоциаций. Среди этих плюмов выделяются два типа: 1) относительно короткоживущие (~50 млн лет), обусловленные крупномасштабным апвеллингом нагретой мантии под растущими суперконтинентами: для Атлантики — в интервале 1.83—1.79, для Нены — 1.75—1.70 млн лет; 2) долгоживущие (~150 млн лет). С деятельностью плюмов последнего типа (1.35—1.20 и 1.16—1.00 млрд лет) связан рассматриваемый магматизм, проявившийся исключительно в пределах тыловых зон внешних палеомезопротерозойских орогенических поясов суперконтинентов Нена и Атлантика.

Формирование рапакивигранитных магматических комплексов охватывает интервал, включающий три суперконтинентальных цикла: 2.7—1.8, 1.8—1.0 и 1.0—0.55 млрд лет. Начало и конец каждого цикла отвечают периодам сборки

суперконтинентов, и с ними связаны относительно краткие импульсы главным образом анортозит-чарнокитового магматизма. Расцвет рапакивигранитного магматизма приходится на второй цикл и связан как с длительно функционирующими активными окраинами суперконтинентов Нена и Атлантика (максимум континентального корообразования в истории Земли — Maruyama et al., 2007), так и с активностью мантийных плюмов. Именно с этим циклом сопряжено формирование основного объема пород АМЧРГ- и АМРГЩГ-ассоциаций. Первое масштабное проявление анортозит-гранитного магматизма практически совпадает с резким скачкообразным изменением состава мантийных расплавов (появление континентальных базальтов, аналогичных фанерозойским) и характера геодинамических процессов (2.3—2.0 млрд лет) в масштабах всей Земли (Шарков, Богатиков, 2008). С этого времени начинается новая стадия мантийной динамики, определившей начало нового суперплюм-суперконтинентного цикла (Maruyama et al., 2007). Вырождение этого магматизма совпадает во времени с резким изменением мантийной динамики, вызванной «возвратным потоком» морской воды в мантию, начиная с позднего рифея, и резким ускорением процесса общего остывания Земли в ходе неуклонной диссипации ее внутренней энергии (см.: Maruyama, Liou, 1998; Maruyama et al., 2007).

Одной из важнейших проблем в изучении гранитов рапакиви и ассоциирующих пород является проблема их рудоносности. До недавнего времени рудоносность этих гранитов явно недооценивалась и они традиционно рассматривались как металлогенически «стерильные» (Haapala, 1995). Положение резко изменилось только несколько десятилетий тому назад, когда в ассоциации с ними было открыто большое количество промышленных (в том числе и очень крупных) месторождений различного типа и была установлена важная рудогенерирующая роль этих пород (Bettencourt et al., 2005; Creaser, Cooper, 1993, и др.). С рапакивигранитными магматическими комплексами ассоциирует широкий круг месторождений различных генетических типов: от типично магматогенных, связанных как с основными породами, так и с гранитами, до месторождений, в которых связь с магматизмом может быть чрезвычайно сложной и неоднозначной. Главными типами месторождений, среди которых встречаются крупные и даже уникальные объекты, являются редкометалльные и Sn-редкометалльные, Fe-Ti-апатитовые, сульфидные Cu-Ni-Co и U месторождения типа «несогласий». Было установлено, что бóльшая часть крупных и суперкрупных меторождений различных типов была сформирована в два основных эпизода: 1.85—1.70 и 1.30—1.00 млрд лет. Практически все они ассоциируют с плутонами АМЧРГ- и АМРГЩГ-ассоциаций и связаны с активностью мантийных плюмов (Ларин, 2003, 2008). В то же время наличие различной «сквозной» унаследованной металлогенической специализации материков различных групп (Лавразийской, Западно- и Восточно-Гондванской) свидетельствует о том, что история развития континентальных блоков, образующих эти суперконтиненты, была различной, начиная с раннего докембрия, а также о том, что подобная специализация связана, вероятнее всего, с геохимическими неоднородностями литосферы, имеющими очень древнюю природу.

Геохронологические (U-Pb, Re-Os, Sm-Nd) и Pb-изотопные исследования ряда месторождений этих типов (Ларин и др., 1990, 1991; Неймарк и др., 1993; Stein et al., 1996; Larin et al., 2000; Ларин, 2003) показывают, что многие из них имеют длительную (сотни миллионов лет) и дискретную историю формирования и относятся к категории полигенных и полихронных (Рундквист, Ларин, 1990; Ларин и др., 1999). При этом для многих из них, формирование которых происходило значительно позже становления гранитов рапакиви и ассоциирующих пород,

последние могли выступать в качестве источников рудного вещества (Неймарк и др., 1993; Ларин и др., 1999). Рудогенез мог осуществляться в результате действия более поздних наложенных процессов различной природы как эндогенных, так и экзогенных. Среди этого класса месторождений наибольший экономический интерес представляют U месторождения типа «несогласий». Последние, как правило, ассоциируют с осадочными бассейнами, заложение которых происходило на поздних стадиях рифтинга; с ранними стадями последнего было связано внедрение гранитов рапакиви.

В эволюционном аспекте важно подчеркнуть, что многие типы месторождений, впервые появляющиеся в истории развития Земли в связи с рапакивигранитным магматизмом, постепенно исчезают к концу протерозоя на фоне деградации этого магматизма. Полностью исчезают Fe-Ti-апатитовые месторождения в анортозитах, U месторождения типа «несогласий», Sn-редкометалльные месторождения в щелочных гранитах (тип Питинги).

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А. А. О некоторых проблемных вопросах геологии позднего докембрия западного склона Урала в связи с изучением магматизма и метаморфизма // Геология докембрия Южного Урала и Востока Русской плиты. Уфа, 1990. С. 5—19.

Амелин Ю. В., Неймарк Л. А. Проблемы интерпретации Sm-Nd модельных возрастов // Методы изотопной геологии. СПб., 1991. С. 11—14.

Баженова Г. Н. Анортозиты Каларского массива // Анортозиты СССР / Отв. ред. О. А. Богатиков. М.: Наука, 1974. С. 85—99.

Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.

Беляев А. М., Львов Б. К. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Салминского массива // Вестн. ЛГУ. 1981. № 6. С. 15—24.

Беляцкий Б. В., Никитина Л. П., Савва Е. В., Левский Л. К. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 6. С. 658—662.

Бескин С. М., Марин Ю. Б., Матиас В. В., Гаврилова С. П. Так что же такое «редкометалльный гранит»? // Записки ВМО. 1999. Ч. 78, № 6. С. 28—40.

Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Макаров В. А., Ножкин А. Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 35—40.

Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Козаков И. К., Плоткина Ю. В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 5. С. 864—867.

Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И., Лазарев Ю. И. и др. U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 1. С. 189—191.

Билибина Т. В., Мельников Е. К., Савицкий А. В. О новом типе комплексных руд в Южной Карелии // Геол. рудн. месторож. 1991. № 6. С. 3—13.

Богатиков О. А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

Богатиков О. А., Богина М. М., Бубнов С. Н. и др. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 1. Магматизм и геодинамика — главные факторы эволюции Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.

Богатиков О. А., Летников Ф. А., Марков М. С., Суханов М. К. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 246—271.

Богатиков О. А., Рябчиков И. Д., Кононова В. А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.

Богданова Н. Г. Строение Геранского анортозитового массива (Алданский щит, Становой хребет) // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 112—147.

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

Борукаев Ч. Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии // Тр. ОИГГМ СО РАН. Новосибирск: Изд-во СО РАН. НИЦ ОИГГМ, 1999. Вып. 840. 69 с.

Брынцев В. В., Петрова З. И., Левицкий В. И. Рапакивиподобные граниты южного обрамления Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 1. С. 11—22.

Булдыгеров В. В., Собаченко В. Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Иркутск, 2005. 184 с.

Бухаров А. А. Протоактивизационные зоны древних платформ. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.

Бучко И. В., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Ларин А. М. и др. Палеопротерозойские габбро-анортозиты Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона // Докл. АН. 2006. Т. 407, № 4. С. 502—505.

Васильева И. М., Овчинникова Г. В., Горохов И. М. и др. Pb-Pb возраст фосфоритов нижнерифейской саткинской свиты Южного Урала // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. III Российская конференция по изотопной геохронологии. 6—8 июня 2006 г., М., ИГЕМ РАН. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 141—144.

Великославинский Д. А. Опыт вещественной вариационной систематики докембрийских интрузивных естественных рядов магм. Л.: Наука, 1990. 142 с.

Великославинский Д. А., Биркис А. П., Богатиков О. А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.

Великославинский Д. А., Великославинский С. Д. Бердяушский плутон овоидных гранитов: вещественный состав и геодинамическое положение // Зап. ВМО. 2003. Ч. 27, № 3. С. 1—15.

Великославинский С. Д., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 25—43.

Величкин В. И., Кушнеренко В. К., Тарасов Н. Н. и др. Геология и условия формирования месторождений типа «несогласия» Карку в Северном Приладожье (Россия) // Геол. рудн. месторож. 2005. Т. 47, № 2. С. 99—126.

Виноградов В. И. Изотопный состав стронция и вопросы генезиса анортозитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 8—15.

Владыкин Н. В. Алданская провинция K-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и глубинных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Матер. Междун. семин. Иркутск, 2001. С. 18—45.

Гавриленко В. В., Марин Ю. Б. Закономерности размещения и признаки крупных и уникальных месторождений олова и редких металлов // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13—14. С. 54—69.

Гавриленко В. В., Марин Ю. Б., Панова Е. Г., Левский Л. К. Минералого-геохимические признаки крупных и уникальных месторождений, ассоциирующих с гранитным магматизмом // Зап. ВМО. 2000. Ч. 79, № 2. С. 1—9.

Геология оловянных рудных месторождений СССР / Под ред. С. Ф. Лугова. М.: Наука. 1986. Т. 2, ч. 2. 124 с.

Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов / Под ред. В. С. Соболева, М.: Наука, 1980. 332 с.

Гладкочуб Д. П., Писаревский С. А., Эрнст Р. и др. Крупная математическая провинция (КМП) с возрастом ~1700 млн лет на площади Сибирского кратона // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 5. С. 654—657.

Глебовицкий В. А. Рубежи геологического развития в раннем докембрии, их геологическое и изотопно-геохронологическое обоснование // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докл. I Российской конф. по изотопной геохронологии. 15—17 ноября 2000 г. М., ИГЕМ РАН. М.: ГЕОС. 2000. С. 112—114.

Глебовицкий В. А., Сальникова Е. Б., Ларин А. М. и др. Раннедокембрийские гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Всероссийская конференция «Изотопное датирование-III». М., ИГЕМ РАН. Т. 1. 2006. С. 190—195.

Глебовицкий В. А., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3—15.

Глебовицкий В. А., Соколов Ю. М., Шемякин В. М. Уникальные месторождения докембрия. М.: Геоинформмарк, 1998. С. 70.

Глевасский Е. Б., Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинского щита // Минер. журн. 2000. Т. 22, № 2/3. С. 77—91.

Глюк Д. С. Экспериментальные исследования взаимодействия кислых силикатных расплавов с фторидами в присутствии воды // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1973. 24 с.

Гонгальский Б. И., Криволуцкая Н. А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: ВО Наука; Сибирская издательская фирма, 1993. 184 с.

Гонгальский Б. И., Криволуцкая Н. А., Голева Н. Г. Месторождения Чинейского массива // Месторождения Забайкалья / Ред. Н. П. Лаверов. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1, кн. 1. С. 20—28.

Горцевский А. А., Поликарпов В. И. Геолого-генетические модели некоторых месторождений в структурно-стратиграфических несогласиях Приладожья // Матер. по геол. месторож. урана, редких и редкозем. металлов. М.: ВИМС, 1994, вып. 138. С. 44—56.

Горошко М. В. Рифейские депрессионные структуры древних платформ и массивов Юго-Востока России: геология и ураноносность // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Ин-т тектоники и геофиз. им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН. Хабаровск, 2001. 47 с.

Граменицкий Е. Н., Щекина Т. И., Ключарева С. М. Редкометалльные литий-фтористые граниты Уксинского массива и их место в формировании Салминского плутона // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 1. С. 41—49.

Грачев А. Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618—654.

Гурский Д. С., Войновский А. С., Колосовская В. А. и др. Минералогическая специализация магматических комплексов и эпохи рудообразования Украинского щита // Минер. журн. 2000. Т. 22, № 2/3. С. 5—11.

Гурьянов В. А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.

Гурьянов В. А., Карсаков Л. П. Стратиграфия нижнего докембрия юго-восточной части Сибирской платформы // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 18—30.

Гусев Г. С., Хаин В. Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68—82.

Диденко А. Н., Водовозов В. Ю., Козаков И. К. и др. Методические аспекты совместного палеомагнитного и геохронологического изучения раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Росс. конф. по изотоп. геохрон. 25—27 ноября 2003 г. Санкт-Петербург, 2003. С. 148—152.

Добрецов Н. Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1243—1261.

Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. 2-е изд., доп. и перераб. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 409 с.

Довбуш Т. И., Скобелев В. М., Степанюк Л. М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом // Минер. журн. 2000. Т. 22, № 2/3. С. 132—142.

Донская Т. В., Бибикова Е. В., Мазукабзов А. М. и др. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 10. С. 1006—1016.

Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Ковач В. П., Мазукабзов А. М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253—279.

Донская Т. В., Бибикова Е. В., Гладкочуб Д. П. и др. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 452—479.

Донская Т. В., Сальникова Е. Б., Скляров Е. В. и др. Раннепротерозойский постколлизионный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. АН. 2002. Т. 382, № 5. С. 663—667.

Доу Б. Р., Стейси Дж. Обзор исследований по применению изотопов свинца при решении проблем происхождения руд и оценки возможности поисков рудных месторождений // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 11—57.

Дробот Г. Д., Короленко Н. В., Блинов В. А., Епифанов А. Ю. Титановые месторождения в анортозитах докембрия // Отечественная геология. 1998. № 4. С. 54—58.

Жариков В. А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220—302.

Заварицкий А. Н. Петрография Бердяушского плутона. Л.; М., 1937. 406 с.

Загнитко В. Н., Кривдик С. Г., Легкова Г. В., Батницкий Е. Н. Геохронология, петрология и рудоносность щелочных массивов Украинского щита // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М.: Наука, 1993. С. 27—38.

Зарайский Г. П., Балашов В. Н. К структуре количественной генетической модели грейзенового месторождения // Геол. рудн. месторож. 1987. № 6. С. 3—13.

Зартман Р. Pb, Sr и Nd изотопные характеристики рудных месторождений в зависимости от их геологического положения // Металлогения и рудные месторождения. Тр. 27-го МГК. М.: Наука, 1984. Т. 12. С. 44—56.

Зелепугин В. Н., Гурьянов В. А., Бережная Н. Г. и др. Новые данные о возрасте и метаморфических событиях докембрийских областей юго-западной части Алдано-Станового щита // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. III Российская конференция по изотопной геохронологии. 6—8 июня 2006 г., М., ИГЕМ РАН. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 261—265.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогединамика. М.: Наука, 1992. 192 с.

Иванов С. Н., Краснобаев А. А., Русин А. И. Проблемы геологии докембрия Урала // Геология и палеонтология Урала. Свердловск, 1986. С. 50—68.

Иванова Г. Ф., Черкасова Е. В., Наумов В. Б. Минеральный состав и условия формирования Sn-W месторождения Пяотан (Южный Китай) // Геол. рудн. месторож. 1996. Т. 38, № 2. С. 157—171.

Канасевич Э. Р. Интерпретация и геологическое значение данных об изотопном составе свинца // Радиометрическое датирование. М.: Мир, 1973. С. 116—169.

Карстен Л. А., Иванов К. С., Маслов А. В. и др. Природа машакской вулканогенно-осадочной ассоциации Башкирского мегантиклинория: новые геохимические данные // Рифей Северной Евразии. Общие проблемы стратиграфии. УРО РАН, 1997. С. 155—166.

Каурова О. К., Кузнецов А. Б., Овчинникова Г. В. и др. Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижний рифей Южного Урала // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. III Российская конференция по изотопной геохронологии. 6—8 июня 2006 г. М., ИГЕМ РАН. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 296—300.

Кирнозова Т. И., Бибикова Е. В., Козаков И. К. и др. Раннепротерозойские постколлизионные гранитоиды Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Матер. II Росс. конф. по изотопной геохронологии. 25—27 ноября 2003 г. СПб., 2003. С. 193—195.

Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.

Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. С. 1—127.

Коваленко В. И., Коваль П. В., Конусова В. В. и др. К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочной серии // Геохимия. 1983, № 2. С. 172—189.

Коваленко В. И., Наумов В. Б., Ярмолюк В. В., Дорофеева В. А. Летучие компоненты (H_2O, CO_2, Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8, № 2. С. 131—164.

Коваленко В. И., Царева Г. М., Наумов В. Б. и др. Магма пегматитов Волыни: состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред // Там же. 1996а. Т. 4, № 3. С. 295—309.

Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Будников С. В. и др. Гранитоиды Югодзырского района (Юго-Восточная Монголия) и связь с ними W-Mo оруденения // Геол. рудн. месторож. 1999. Т. 41, № 5. С. 404—424.

Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Иванов В. Г. Источники магм щелочных гранитов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 5. С. 672—676.

Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Владыкин Н. В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10, № 3. С. 227—253.

Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Козловский А. М. и др. Два типа источников магм редкометальных щелочных гранитов // Геол. рудн. месторож. 2007. Т. 49, № 6. С. 506—534.

Коваленко Н. И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 278 с.

Когарко Л. Н. Щелочной магматизм в ранней истории Земли // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Матер. Междун. семин. Иркутск, 2001. С. 5—17.

Когарко Л. Н., Кригман Л. Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 126 с.

Козлов В. И., Краснобаев А. А., Ларионов А. В. и др. Нижний рифей Южного Урала. 1989. М.: Наука, 208 с.

Кононова В. А., Келлер Й., Первов В. А. Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 152—170.

Костицин Ю. А. Происхождение редкометалльных гранитов: изотопно-геохимический подход. Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. ИМГРЭ. М., 2002. 43 с.

Котов А. Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. ИГГД РАН СПб., Изд. СПбГУ, 2003. 78 с.

Кравченко С. М. Возможные механизмы концентрирования редких элементов при формировании гигантских месторождений: Томторский (север Сибирской платформы) и Хибино-Ловозерский (Кольский полуостров) массивы // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб., 1998. С. 113—120.

Краснобаев А. А., Бибикова Е. В., Сумин Л. В. Геохронология эндогенных процессов докембрия складчатого Урала // Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986. С. 129—134.

Краснобаев А. А., Бибикова Е. В., Ронкин Ю. Л., Козлов В. И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. АН. Сер. геол. 1992, № 6. С. 25—40.

Краснобаев А. А., Нечухин В. М., Давыдов В. А., Соколов В. В. Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы // Уральский минерал. сб. 1998, № 8. С. 196—206.

Краснобаев А. А., Ферштатер Г. Б., Степанова А. И. и др. Петрология и рубидий-стронциевая геохронология Бердяушского массива рапакиви (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 21—37.

Красовский С. С., Оровецкий Ю. П. Глубинное строение земной коры Украинского щита: современные представления // Минер. журн. 2000. Т. 22, № 2/3. С. 57—76.

Кривдик С. Г. Редкометалльные сиениты Украинского щита // Геохимия. 2002, № 7. С. 707—717.

Крупенин М. Т., Кузнецов А. Б., Константинов Т. В. РЗЭ и Sm-Nd систематика магнезитов и вмещающих карбонатных пород Саткинского рудного поля, Южный Урал // Новые горизонты в узучении процессов магмо- и рудообразования. Матер. науч. конф. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 354—355.

Крымский Р. Ш. Возраст и источники рудного вещества олово-вольфрамовых месторождений Сихотэ-Алиня на основании Sm-Nd и Rb-Sr изотопных данных. Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. ИГГД РАН СПб.: ЦОП СПГУ, 1997. 26 с.

Лаверов Н. П., Винокуров С. Ф. Условия образования крупных полихронных месторождений урана (на примере Северной Австралии) // Итоги науки техники. Сер. Рудн. месторож. М.: ВИНИТИ, 1988. Т. 21. 164 с.

Лаверов Н. П., Смилкстын А. О., Шумилин М. В. Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 320 с.

Ларин А. М. Некоторые особенности генезиса сульфидно-магнетитового и оловоредкометалльного оруденения Питкярантского рудного поля // Природные ресурсы

Карелии и пути их рационального использования. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1973. С. 12—13.

Ларин А. М. Особенности проявления зональности минерализации в Питкярантском районе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. Вып. 3. С. 73—82.

Ларин А. М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: типизация, тектоническое положение и металлогения // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Матер. II Росс. конф. по изотоп. геохрон. 25—27 ноября 2003 г. СПб., 2003. С. 257—260.

Ларин А. М. Типизация и тектоническое положение рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций // Матер. Междун. науч. конф. «Геология и металлогения ультрамафит-мафических и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей», 10-е чтение А. Н. Заварицкого. 2004. Екатеринбург, 2004. С. 351—354.

Ларин А. М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники // Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. ИГЕМ РАН. М., 2008. 47 с.

Ларин А. М. Граниты рапакиви в геологической истории Земли. Ст. 1. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: возраст, геохимия, тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 3—28.

Ларин А. М., Амелин Ю. В., Неймарк Л. А. Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района // Геол. рудн. месторож. 1991. № 6. С. 15—33.

Ларин А. М., Глебовицкий В. А., Крымский Р. Ш., Суханов М. К. Nd- и Sr- изотопные ограничения на генезис Геранского массива автономных анортозитов (восточная часть Алдано-Станового щита) // Докл. АН. 2002а. Т. 382, № 1. С. 101—105.

Ларин А. М., Гордиенко Л. И. Скарновые рудные формации Северного Приладожья (Юго-Западная Карелия) // Методы и результаты прогнозирования рудных формаций. Л., 1981. С. 65—87.

Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267—279.

Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. О возрасте Катугинского Ta-Nb месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенической эпохи // Докл. АН. 2002б. Т. 383, № 6. С. 807—811.

Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) — древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2006а. Т. 14, № 1. С. 4—24.

Ларин А. М., Неймарк Л. А., Гороховский Б. М., Овчинникова Г. В. Связь комплексного скарнового оруденения Питкярантского района с гранитами рапакиви Салминского массива по Pb-изотопным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С. 47—57.

Ларин А. М., Немчин А. А., Крымский Р. Ш., Ковач В. П. Sm-Nd изотопные ограничения на генезис гранитов рапакиви кодарского комплекса (западная часть Алдано-Станового щита) // Докл. АН. 1999а. Т. 369, № 2. С. 251—253.

Ларин А. М., Никитина В. Д., Козлов В. С. К вопросу об оловоносности известковых скарнов Питкярантского рудного района (Южная Карелия) // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Тез. докл. Т. III. Новосибирск, 1981. С. 57—60.

Ларин А. М., Рундквист Д. В. Ряды геодинамических обстановок и металлогения Алдано-Станового щита // Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия / Под ред. Н. В. Межеловского. М.: (МПР РФ, РАН, Геокарт, РосГео), 1999. С. 256—311.

Ларин А. М., Рундквист Д. В., Рыцк Е. Ю. Эволюционные ряды геодинамических обстановок и длительность образования месторождений // Там же. 1999б. С. 312—364.

Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др. Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. АН. 2003а. Т. 392, №. 4. С. 506—511.

Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др. Возраст и геодинамическая типизация раннепротерозойских гранитоидов Байкальской складчатой области // Изотопная

геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Матер. II Рос. конф. по изотоп. геохрон. 25—27 ноября 2003 г. СПб., 2003б. С. 249—252.

Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 245—263.

Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006б. Т. 14, № 3. С. 3—15.

Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др. Возраст и тектоническое положение чарнокитов татарниковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье) // Докл. АН. 2009а. Т. 429, № 5. С. 640—644.

Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Котов А. Б. и др. Возраст и тектоническое положение Вишняковского месторождения редкометалльных пегматитов (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центральноазиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Тез. докл. Вып. 7, т. 1. Иркутск, 2009б. С. 162—163.

Лебедев В. А., Аракелянц М. М., Гольцман Ю. В., Олейникова Т. И. Геохронология процессов магматизма, метасоматизма и рудообразования в Верхнеурумийском рудном поле (Хабаровский край, Россия) // Геол. рудн. месторож. 1999. Т. 41, № 1. С. 70—83.

Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских—Вишневых гор (формация нефелиновых сиенитов). М.: Наука, 1974. 222 с.

Левицкий В. И., Мельников А. И., Резницкий Л. З. и др. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 717—732.

Левицкий В. И., Резницкий Л. З., Котов А. Б. и др. Возраст и геохимические особенности посткинематических гранитоидов Юга Сибири // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Матер. II Рос. конф. по изотоп. геохрон. 25—27 ноября 2003 г. СПб., 2003. С. 278—281.

Левковский Р. З. Рапакиви. Л.: Наука, 1975. 224 с.

Левченков О. А., Морозова И. М., Другова Г. М. и др. Уран-свинцовое датирование древнейших образований Алданского щита // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза / Под ред. Ю. А. Шуколюкова, М.: Наука, 1987. С. 116—138.

Ленников А. М. Анортозиты Юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 162 с.

Личак И. Л. Петрология Коростеньского плутона. Киев: Наукова думка, 1983. 248 с.

Лобанов М. П., Хренов П. М., Педяш Г. М. и др. О соотношениях тектонитов и метасоматитов Даванской зоны смятия (Северо-Западное Прибайкалье) // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987. С. 129—144.

Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 612 с.

Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. 1985. М.: Наука, 487 с.

Макагон В. М., Чокан В. М. Петрология редкометалльных пегматитов Гольцовского месторождения (Восточный Саян) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Матер. Второго Всерос. петрограф. совещ. Т. II. Сыктывкар, 2000. С. 298—300.

Макагон В. М., Загорский В. Е., Еремин Г. М. Вишняковское редкометалльное месторождение: геологическое положение, минералого-геохимические и генетические особенности // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока. Т. 2. Иркутск, 2005. С. 23—26.

Маслов В. А. Осадочные последовательности типового разреза рифея: основные черты состава и строения, материалы к разработке седиментационных моделей // Рифей Северной Евразии. Общие проблемы стратиграфии. УРО. РАН, 1997. С. 98—111.

Маслов В. К., Кичко А. И. Рудная зональность и отложения среднего верхнего рифея Западного и Северо-Западного Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 6. С. 83—96.

Мануйлова М. М. Калиевый ряд кислых вулкано-плутонических формаций этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 180—190.

Мельников В. С., Возник Д. К., Гречановская Е. Е. и др. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности // Минер. журн. 2000. Т. 22, № 1. С. 42—61.

Металиди С. В., Нечаев С. В. Сущано-Пержанская зона: геология, минералогия и руды. Киев: Наукова Думка, 1983. 136 с.

Минерагения осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей / Гл. ред. Н. В. Межеловский, М.; 1998. 590 с.

Минеральные ресурсы мира на начало 1996 г. Титан. М.: ГНПП, Аэрогеология, 1996. С. 340—352.

Митрофанов Ф. П., Пожиленко В. И., Баянова Т. Б. и др. Анортозиты северо-восточной части Балтийского щита // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. Матер. Междун. (X Всеросс.) петрографического совещания «Петрография XXI века» (г. Апатиты, 20—22 июня 2005 г.) Т. 1. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. С. 149—152.

Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.

Михайлов В. А., Клюев Н. К., Тихомиров Л. И. и др. Металлогения урана Онежско-Ладожской урановорудной провинции // Региональная геология и металлогения. 1999. № 8. С. 65—81.

Могарский В. В., Лутков В. С. К геохимии метасоматизированной верхней мантии Южного Тянь-Шаня и Памира (Таджикистан): литий и олово в мантийных ксенолитах из щелочных базальтов // Геохимия. 2003. № 7. С. 706—715.

Наумов В. Б., Коваленко В. И., Дорофеева В. А. Концентрация фтора в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Там же. 1998, № 2. С. 147—157.

Недашковский П. Г. Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и фениты. М.: Наука, 1986. 88 с.

Недашковский П. Г., Гурьянов В. А., Кириллов В. Е., Залищак Б. Л. Генетические типы редкометалльных месторождений Улканского вулканогенного прогиба (Алданский щит, Россия) // Геол. рудн. месторож. 1999. Т. 41, № 4. С. 329—341.

Недашковский П. Г., Кириллов В. Е., Гурьянов В. А., Пахомова В. А. Геологическое строение и металлогения Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Алданского щита). Владивосток: Дальнаука, 2000. 68 с.

Недашковский П. Г., Ленников А. М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 134 с.

Неймарк Л. А. Количественные модели эволюции системы кора—мантия по изотопам Pb // Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983. С. 151—167.

Неймарк Л. А. Изотопы свинца и коровая предыстория пород // Изотопная геохимия и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 22—37.

Неймарк Л. А., Ларин А. М., Яковлева С. З. и др. Новые данные о возрасте пород акиткинской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 1. С. 182—186.

Неймарк Л. А., Ларин А. М., Яковлева С. З., Гороховский Б. М. U-Pb возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // Докл. АН. 1992а. Т. 323, № 6. С. 1152—1156.

Неймарк Л. А., Ларин А. М., Овчинникова Г. В., Яковлева С. З. Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджура // Там же. 1992б. Т. 323, № 3. С. 514—518.

Неймарк Л. А., Ларин А. М., Рыцк Е. Ю. и др. U-Pb-геохронологические и Pb-изотопные свидетельства герцинского этапа рудогенеза в пределах протерозойского обрамления Юга Сибирской платформы (Северо-Западное Прибайкалье) // Там же. 1993а. Т. 333, № 6. С. 765—768.

Неймарк Л. А., Ларин А. М., Немчин А. А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6, № 2. С. 139—164.

Неймарк Л. А., Немчин А. А., Розен О. М. и др. Sm-Nd изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из кимберлитов Якутии // Докл. АН. 1992. Т. 327, № 3. С. 374—378.

Неймарк Л. А., Немчин А. А., Ветрин В. Р., Сальникова Е. Б. Sm-Nd и Pb-Pb изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из даек трубки взрыва южной части Кольского полуострова // Докл. АН. 1993б. Т. 329, № 6. С. 781—784.

Неймарк Л. А., Соколов Ю. М., Друбецкой Е. Р. и др. Возраст регионального метаморфизма и мусковитового пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе (Байкальская горная область) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тез. докл. Всесоюз. совещ. Киев, 1990б. С. 130—132.

Неймарк Л. А., Рыцк Е. Ю., Левченков О. А. и др. О раннепротерозойско-верхнерифейском возрасте пород олокитского комплекса (Северное Прибайкалье) по данным цирконовой геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990а. С. 206—222.

Никишин А. М., Фурнэ А. В., Циглер П. Рифейско-вендская геологическая история и геодинамика Восточно-Европейского кратона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 1997, № 4. С. 12—22.

Никишин А. М., Якубчик А. С. Модель глобальной тектоники: взаимодействие плит и плюмов // Бюл. МОИП. 2002. Т. 77. Вып. 2. С. 3—17.

Никольская Ж. Д., Ларин А. М. Грейзеновые образования Питкярантского рудного поля // Зап. ВМО. 1972. Ч. 101, вып. 5. С. 290—297.

Ножкин А. Д., Баянова Т. Б., Туркина О. М. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрологогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. III Российская конференция по изотопной геохронологии. 6—8 июня 2006 г., М., ИГЕМ РАН. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 70—75.

Ножкин А. Д., Бибикова Е. В., Туркина О. М., Пономарчук В. А. Изотопно-геохронологические исследования (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 9. С. 879—889.

Ножкин А. Д., Туркина О. М., Бобров В. А. Геохимические типы и вопросы генезиса протерозойских гранитоидов на основе данных по фракционированию лантаноидов, урана и тория // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Тр. Ин-та геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1991. Вып. 778. С. 4—21.

Носова А. А., Самсонов А. В., Сазонова Л. В., и др. Изотопно-геохимические свидетельства участия погребенной архейской коры в петрогенезисе раннерифейских базитов Восточного Приладожья // Геология и геодинамика архея. Матер. I Росс. конф. по пробл. геол. и геодин. докембрия. 27—29 сентября 2005 г. СПб., 2005. С. 299—304.

Оровецкий Ю. П. Мантийный диапиризм. Киев: Наукова Думка, 1990. 170 с.

Осокин Е. Д., Алтухов Е. Н., Кравченко С. М. Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов // Геол. рудн. месторож. 2000. Т. 42, № 4. С. 389—396.

Пакульнис Г. В., Шумилин М. В. Месторождения урана типа «несогласия» района Атабаска (Канада). Минеральное сырье. М.: ВИМС, 2005, № 17. 102 с.

Панов Б. С. Олимпик Дам — уникальное медно-уран-золото-серебряное месторождение (Австралия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001, № 4. С. 58—68.

Панов Б. С., Панов Ю. Б. Рудные формации Приазовской редкоземельно-редкометалльной провинции // Минер. журн. 2000. Т. 22, № 1. С. 81—87.

Парначев В. П. О некоторых вопросах строения и геодинамических обстановках формирования рифеид западного склона Южного Урала // Рифей Северной Евразии. Общие проблемы стратиграфии. УРО. РАН, 1997. С. 148—155.

Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.

Петрова З. И., Макрыгина В. А., Антипин В. С. Петролого-геохимическая корреляция гранитов рапакиви и кислых вулканитов в южном обрамлении Сибирской платформы // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. С. 291—311.

Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том: «Тектоника и геодинамика» / Под ред. Л. И. Красного, О. В. Петрова, Б. А. Блюмана. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.

Попов В. С., Богатов В. И., Журавлев Д. З. Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Петрология. 2002. Т. 10, № 4. С. 389—410.

Попов Н. В., Котов А. Б., Постников Е. Б. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. АН. 2009. Т. 424, № 4. С. 517—521.

Прияткина Л. А., Лаврович Н. Н. Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С. 144—162.

Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пушкарев Ю. Д., Гороховский Б. М., Ларин А. М. и др. Роль взаимодействия корового и мантийного вещества при формировании эндогенных месторождений-гигантов: изотопно-геохимический подход // Региональная геология и металлогения. 2000. № 11. С. 73—80.

Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М. О роговиковых полях Среднего Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 242—252.

Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. М.: Мир, 1962. 281 с.

Ричардс Дж. Р. Некоторые соображения об изменении изотопного состава свинца во времени // Геохимия. 1981. № 1. С. 17—36.

Ронкин Ю. Л., Маслов А. В., Матуков Д. И. и др. Граница нижнего и среднего рифея (Южный Урал): 1350 ± 10 млн лет или древнее? // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. III Российская конференция по изотопной геохронологии. 6—8 июня 2006 г., М., ИГЕМ РАН. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 183—188.

Ронкин Ю. Л., Маслов А. В., Казак А. П. и др. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале U-Pb SHRIMP-II ограничения // Докл. АН. 2007. Т. 415, № 3. С. 370—376.

Рундквист Д. В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи и стадии рудообразования // Геол. рудн. месторож. 1997. Т. 39, № 1. С. 11—24.

Рундквист Д. В., Гатинский Ю. Г., Кандинов М. Н., Ряховский В. М. Глобальная трехмерная геодинамика и металлогения // Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов России в XXI веке. М., 1998. С. 29—31.

Рундквист Д. В., Ларин А. М. Проблемы металлогении: нетрадиционные пути решения // Изотопная геохимия процессов рудообразования. М., 1988. С. 5—12.

Рундквист Д. В., Минц М. В., Ларин А. М. и др. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М.: МПР РФ, РАН, Геокарт, РосГео, 1999. 399 с.

Ручкин Г. В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. М.: Недра, 1984. 237 с.

Рябчиков И. Д. Геохимическая эволюция мантии Земли // Чтения им. В. И. Вернадского XXVII. М.: Наука, 1988. 37 с.

Рябчиков И. Д. Процессы эндогенной геохимической дифференциации и источники рудного вещества. Геол. рудн. месторож. 1989. Т. 31, № 1. С. 26—31.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.

Сальникова Е. Б, Ковач В. П., Котов А. Б., Немчин А. А. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm-Nd систематика гранитоидов // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 115—130.

Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Левицкий В. И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжилгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Матер. II Росс. конф. по изотоп. геохрон. 25—27 ноября 2003 г. СПб., 2003. С. 453—455.

Сальникова Е. Б., Ларин А. М., Котов А. Б. и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становй щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 3. С. 3—11.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Рифейский вулканоплутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 211 с.

Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви. Петрозаводск: Карельское книжное издательство, 1968. 116 с.

Секерин А. П., Меньшагин Ю. В., Лащенов Ю. И. Присаянская провинция высококалиевых щелочных базитов и лампроитов // Докл. АН. 1995. Т. 342, № 1. С. 82—86.

Синдерн С., Ронкин Ю. Л., Крамм У. и др. U-Pb датирование единичных кристаллов цирконов с применением трассера $^{205}Pb/^{233}U$: на примере нефелиновых сиенитов Бердяушского массива, Южный Урал // Матер. II Росс. конф. по геохрон. СПб., 2003. С. 461—465.

Скобелев В. М., Верхогляд В. М., Бартницкий Е. Н., Глухов А. П. Изотопное датирование рудных формаций Волынского мегаблока Украинского щита // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М.: Наука, 1993. С. 48—55.

Соболев Р. Н., Старостин В. И. Связь месторождений олова, вольфрама и молибдена со строением континентальной земной коры // Отечественная геология. 2003, № 4/5. С. 32—38.

Соболев Р. Н., Старостин В. И., Пелымский Г. А. Олово в геологических процессах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999, № 3. С. 3—8.

Срывцев Н. А., Сандимирова Г. П., Кутявин Э. П. и др. О возрасте двупироксеновых гранитоидов татарниковского комплекса Северо-Западного Прибайкалья // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 101—110.

Степанюк Л. М., Бибикова Е. В., Клайсен С., Скобелев В. М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита // Минер. журн. 1998. Т. 20, № 5. С. 72—79.

Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование // Сов. геол. 1965. № 1. С. 105—109.

Суханов М. К. Анортозитовая ассоциация Каларского массива // Анортозиты Земли и Луны. 1984. М: Наука, 1984. С. 86—111.

Суханов М. К., Ваганов П. А. О генетических взаимоотношениях кислых и основных пород в Каларском чарнокит-анортозитовом массиве. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 6. С. 17—31.

Суханов М. К., Журавлев Д. З. Sm-Nd датирование докембрийских анортозитов Джугджура // ДАН СССР. 1989. Т. 304, № 2. С. 964—968.

Суханов М. К., Журавлев Д. З. Sm-Nd изотопный возраст каларского чарнокит-анортозитового комплекса (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2002. № 8. С. 1—5.

Суханов М. К., Тяжелов А. Г., Журавлев Д. З., Титов В. М. О составе, рудоносности и генезисе Геранского мангерит-анортозитового комплекса хр. Джугджур // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1990. № 8. С. 21—34.

Тимесков В. А. Геолого-петрографическая характеристика Бердяушского плутона и место, и время проявления гранитов рапакиви // Магматические комплексы Среднего и Южного Урала. УрНЦ АН СССР. Свердловск, 1982. С. 3—20.

Томсон И. Н., Тананаева Г. А., Полохов В. Н. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в Южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геол. рудн. месторож. 1996. Т. 38, № 4. С. 357—372.

Трубицин В. П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 4—40.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.

Туркина О. М., Бибикова Е. В., Ножкин А. Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. АН. 2003. Т. 388, № 6. С. 779—783.

Тычков С. А., Рычкова Е. В., Василевский А. Н. Взаимодействие плюма и тепловой конвекции в верхней мантии под континентом // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 4. С. 419—431.

Уайджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные горные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры). М.: Наука, 1985. 200 с.

Филлипов В. А. Особенности средне- и позднерифейского рифтогенеза на западном склоне Южного Урала // Докл. АН. 2000. Т. 370, № 2. С. 216—218.

Финашин В. К. Оловорудные месторождения Приморья (геология и генезис). Владивосток, 1986. 175 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М: Мир, 1989. 590 с.

Франк-Каменецкий Д. А. Петрология рифейских базитов Приладожья. Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. СПб., 1998. 16 с.

Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. М.; Л.: Наука, 1973. 87 с.

Чернышев И. В., Гольцман Ю. В., Баирова Э. Д., Иванова Г. Ф. Rb-Sr-геохронометрия процессов последовательного формирования гранитов, грейзенизации и гидротермальной минерализации: Джидинское W-Mo месторождение, Западное Забайкалье // Докл. АН. 1998. Т. 360, № 4. С. 537—540.

Шарков Е. В. Протерозойские анортозит-рапакивигранитные комплексы Восточно-Европейского кратона — пример внутриплитного магматизма в условиях аномально мощной сиалической коры // Литосфера. 2005. № 4. С. 3—21.

Шарков Е. В., Богатиков О. А. Тектономагматическая эволюция Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 449—454.

Шебанов А. Д., Эклунд О. Минералого-термобарометрическая оценка условий взаимодействия основной и кислой магм при формировании субвулканического комплекса Хаммаруда, Юго-Западная Финляндия // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 160—187.

Шергина Ю. П., Ларин А. М., Чухонин А. П., Рублев А. Г. О возрасте Салминского массива гранитов и связанного с ним оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982, № 12. С. 64—76.

Шинкарев Н. Ф., Иванников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 271 с.

Широбокова Т. И., Ляхницкий Ю. С., Миркина С. Л., Неймарк Л. А. Особенности формирования стратиформного сульфидно-баритового оруденения в докембрийских толщах на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 5. С. 1194—1198.

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. 2000. Т. 8, № 6. С. 20—33.

Шурилов А. В. Геолого-структурная позиция уранового месторождения Карку (Северо-Восточное Приладожье). Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. СПб., 2005. 20 с.

Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартницкая Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1989. 144 с.

Щербак Н. П., Есипчук К. Е., Берзенин Б. З. и др. Стратиграфические разрезы Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1985. 167 с.

Щербак Н. П., Пономаренко А. Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита // Минер. журн. 2000. Т. 22, № 2/3. С. 12—24.

Эпштейн Е. М., Данильченко Н. А., Постников С. А. Геология Томторского уникального месторождения редких металлов (Север Сибирской платформы) // Геол. рудн. месторож. 1994. Т. 34, № 2. С. 83—110.

Ярмолюк В. В., Литвиновский Б. А., Коваленко В. И. и др. Этапы формирования и источники щелочно-гранитного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9, № 4. С. 351—389.

Åberg G., Bjurstedt S. Radiometric dating of the serorogenic Svecokarelian Enkullen and Fjällberg granites, south central Sweden // Geol. Fören. Stockholm Förh. 1986. V. 108. P. 73—77.

Aftalion M., Bibikova E. V., Bowes D. R. et al. Timing of Early Proterozoic Collisional and Extensional Events in the Granulite-Gneisscharnockite-Granite Complex, Lake Baikal, USSR: U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic Study // J. Geol. 1991. V. 99. P. 851—856.

Åhäll K.-I. Deciphering the complex accretionary growth history of the Baltic shield between 1.7—1.5 Ga and its link with intracontinental magmatism // St. John's 2001. Abstr. V. 26. 2001. P. 1.

Åhäll K.-I., Connelly J., Brewer T. S. Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis?: Correlation of 1.69—1.50 Ga orogenic and inboard «anorogenic» events in the Baltic shield // Geology. 2000. V. 28. P. 823—826.

Åhäll K.-I., Gower C. F. The Gothnian and Labradorian orogens: Variations in accretionary tectonism along a late Paleoproterozoic Laurentia-Baltica margin // GFF. 1997. V. 119. P. 181—191.

Ahl M., Sundblad K., Schöberg H. Geology, geochemistry, age and geotectonic evolution of the Dala granitoids, central Sweden // Pr. Res. 1999. V. 95. P. 147—166.

Allègre C. J., Othman D. B. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: A chemical approach to orogenesis // Nature. 1980. V. 286. P. 335—342.

Allègre C. J., Haart S. R., Minster J. F. Chemical structure of mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data // Earth Planet. Sci. Let. 1983. V. 66. P. 177—213.

Allègre C. G., Rousseau D. The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shale // Earth Planet. Sci. Let. 1984. V. 67. P. 19—34.

Allen C. M., Chappell B. W. Association of I-type granites with rift related alkalik magmatism in central coastal Queensland, Australia // Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. 1992. V. 24, № 1. P. 43.

Alviola R., Johanson B. S., Rämö O. T., Vaasjoki M. The Proterozoic Ahvenisto rapakivi granite-massif-type anorthosite complex, southeastern Finland; petrography and U-Pb chronology // Prec. Res. 1999. V. 95. P. 89—107.

Amelin Yu. V., Beljaev A., Larin A. M. et al. Salmi batholith and Pitkäranta ore field in Soviet Karelia // Geol. Surv. Finland / Eds I. Haapala, O. T. Rämö, P. T. Salonsaari, 1991. Guide 33. 57p.

Amelin Yu. V., Chusi L., Naldrett A. J. Geochronology of the Voisey's bay intrusion, Labrador, Canada, by precise U-Pb dating of coexisting baddeleytte, zircon, and apatite // Lithos. 1999. V. 47. P. 35—51.

Amelin Yu. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timming and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Prec. Res. 1995. V. 75. P. 31—46.

Amelin Yu. V., Heaman L. M., Verchogliad V. M., Skobelev V. M. Geochronological constraints on the emplacement history of the anorthosite — rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleytte study of the Korosten complex, Ukraine // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 411—419.

Amelin Yu., Larin A. U-Pb and Sm-Nd zircon and garnet geochronology of skarn formation associated with rapakivi granite magmatism: an example of the Pitkaranta ore district, southeastern Karelia // Anorthosites, Rapakivi Granites and Related Rocks. IGCP 290 and 315. Abstr. Montreal. Canada, 1994. P.1.

Amelin Yu., V., Larin A. M., Tucker R. D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353—368.

Amelin Yu., Li C., Valeyev O., Naldrett A. J. Nd-Pb-Sr Isotope Systematics of Crustal Assimilation in the Voisey's bay and Mushuau Intrusions, Labrador, Canada // Econ. Geol. 2000. V. 95. P. 815—830.

Amov B. Evolution of radiogenic uranogenic and thorogenic lead. 1: A dynamic model of continuous isotopic evolution // Earth Planet. Sci. Let. 1983. V. 65. P. 61—74.

Andersen T., Griffin W. L., Jackson S. E. et al. Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield // Lithos. 2004. V. 73. P. 289—318.

Anderson I. C., Frost C. D., Frost B. R. Petrogenesis of the Red Mountain pluton, Laramie anorthosite complex, Wioming: implications for the origin of A-type granite // Prec. Res. 2003. V. 124. P. 243—267.

Anderson J. L. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America // Proterozoic geology: selected papers from an international Proterozoic symposium. Geol. Soc. Amer. Mem. / Eds L. G. Medaris, C. W. Byers, D. M. Mickelson, W. C. Shnaks, 1983. V. 161. P. 133—154.

Anderson J. L. The origin of A-type Proterozoic magmatism: A model of mantle and crustal overturn // Geol. Soc. Am. Abstr. Progr. 1987. V. 19. P. 571

Anderson J. L., Bender E. E. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern Unated States of America // Lithos. 1989. V. 23. P. 19—52.

Anderson J. L., Morrison J. Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica // Lithos. 2005. V. 80. P. 45—60.

Anderson J. L., Smith D. R. The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer // Amer. Mineral. 1995. V. 80. P. 549—559.

Andersson U. Petrogenesis of some Proterozoic granitoid suites and associated basic rocks in Sweden (geochemistry and isotope geology). SGU. Uppsala, 1997. 216 p.

Andersson U., Neymark L. A., Billström K. Petrogenesis of the Mesoproterozoic (Subjotnian) rapakivi complexes of central Sweden: implications from U-Pb zircon agees, Nd, Sr and Pb isotopes // Transactions of the Royal Society of Edinburgh // Earth. Sci. 2002. V. 92. P. 201—228.

Arndt N. T., Golsdtein S. L. An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling // Tectonophysics. 1989. V. 161. P. 201—212.

Ashley P. M., Cook N. D. J., Fanning C. M. Geochemistry and age of metamorphosed felsic igneous rocks with A-type affinities in the Willyama Supergroup, Olary Block, South Australia, and implications for mineral exploration // Lithos. 1996. V. 38. P. 167—184.

Ashwal L. D. Anorthosites. Springer-Verlag. Berlin, 1993. 422 p.

Ashwal L. D., Wooden J. L. Sm-Nd isotopic studies of Proterozoic anorthosites: systematics and implications // The deep Proterozoicrust in the North Atlantic provinces / Eds A. C. Tobi, J. L. R. Touret, NATO. ASI Ser C. Reidel, Dordrecht, 1985. V. 158. P. 61—73.

Ashwal L. D., Wooden J. L., Emslie R. F. Sr, Nd, and Pb isotopes in Proterozoic intrusives astride the Grenvill Front in Labrador: Implications for crustal contamination and basement mapping // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2571—2585.

Bailey D. K. Continental rifting and mantle degassing // Petrology and Geochemisrty of Continental Rifts / Eds E. R. Neumann, I. B. Ramberg, Amsterdam, Reidel, 1978. P. 1—13.

Bailey D. K., MacDonnald R. Petrochemical features of mildly peralkaline (comendite) rhyolite glasses from the continents and ocean basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 28. P. 340—351.

Bailey D. K., Schairer J. F. The system Na_2O-Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2 at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks // J. Petrol. 1966. V. 7. P. 114—170.

Baker D. R., Vaillancourt J. The low viscosities of Fe + H_2O-bearing granitic melts and implications for melt extraction and transport // Earth Planet. Sci. Let. 1995. V. 132. P. 199—223.

Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. V. 46. P. 605—626.

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. et al. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia) // J. Petrol. 1975. V. 16. P. 22—56.

Barker F., Hedge C. E., Millard H. T., O'Neil J. R. Pikes Peak batholith: geochemistry of some minor elements and isotopes, and implications for the magma genesis // Studies in Colorado field geology. Prof. Contrib. Colorado Shool of Mines / Eds R. C. Epis, R. J. Weimer, 1976. V. 8. P. 44—56.

Barker F., Wones D. R., Sharp W. N., Desborough G. A. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenitepotassic granite suite // Prec. Res. 1975. V. 2. P. 97—160.

Basu A. R., Pettingill H. S. Origin and age of Adirondack anorthosites reevaluated with Nd isotopes // Geology. 1983. V. 11. P. 514—518.

Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lantanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323—333.

Belyaev A. M., Bogdanov Y. B., Levchenkov O. A., Shebanov A. D. Bimodal volcanic formation of the Wiborg batholith on the Island of Hogland (Suursaari), Russia // 7th Intern. Sympos. on Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstr. Helsinki, 1996a. P. 5.

Belyaev A. M., Neymark L. A., Shebanov A. D., Larin A. M. Age and origin of mafic xenoliths from rapakivi granites of the Berdiaush massif (S.Urals, Russia) // Ibid. 1996b. P. 6.

Belyaev A. M., Larin A. M., Ovchinnikova G. V., Krimsky R. S., Shebanov A. D. Pb-Nd-Sr isotopic constraints on the origin of the 1.35 Ga anorthosite-rapakivi granite-nepheline syenite Berdiaush massif (South Ural, Russia) // Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstract. August 2—5, 1995. Belem-Brazil, 1995. P. 13.

Bercovici D., Mahoney J. Double flood basalts and plume head separation at the 600-kilometer discontinuity // Science. 1994. V. 266. P. 1367—1369.

Bergman T., Schöberg H., Sundbland K. Geochemistry, age and origin of the Högberget granite, western Bergslagen, Sweden // GFF. 1995. V. 117. P. 87—95.

Bettencourt J. S., Leite W. B., Goraieb C. L. et al. Sn-polymetallic greisen-type deposits associated with latestage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics // Lithos. 2005. V. 80. P. 363—386.

Bettencourt J. S., Tosdal R. M., Leite W. B., Payolla B. L. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil — Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications // Prec. Res. 1999. V. 95. P. 41—67.

Bhalla P., Holtz F., Linnen R. L., Behrens H. Solubility of cassiterite in evolved granite melts: effect of T, f_{O_2}, and additional volatiles // Lithos. 2005. V. 80. P. 387—400.

Bingen B., van Breemen O. Tectonic regimes and terrane boundaries in the high-grade Sveconorwegian belt of SW Norway, inferred from U-Pb zircon geochronology and geochemical signature of augean gneiss suite // J. Geol. Soc. London. 1998a. V. 155. P. 143—154.

Bingen B., van Breemen O. U-Pb monazite ages in amphibolie- to granulite-facies orthogneiss reflect hydrous mineral breakdown reactions: Sveconorwegian Province of SW Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 1998b. V. 132. P. 336—353.

Bingen B., Nordgulen Ø., Sigmond E. M. O. et al. Relations between 1.19-1.13 Ga continental magmatism, sedimentation and metamorphism, Sveconorvegian province, S. Norway // Prec. Res. 2003. V. 124. P. 215—241.

Black R., Liegeois J.-P. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony // J. Geol. Soc. London, 1993. V. 150. P. 89—98.

Bogaers M., Scaillet B., Liegeois J-P., Vander Auwera J. W. Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallisation in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites // Prec. Res. 2003. V. 124. P. 149—184.

Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatschev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rondinia // Prec. Res. 2008. V. 160. P. 23—45.

Bogdanova S. V., Gorbatschev R. Major crustal boundaries of the East European Craton cut by the TEST // Terra Nostra. 1997. V. 7. P. 15—17.

Bogdanova S. V., Gorbatschev R., Stephenson R. A. EUROBRIDGE: Palaeoproterozoic accretion of Fennoscandia and Sarmatia // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. vii—x.

Bolle O., Demaiffe D., Duchesne J.-C. Petrogenesis of jotunitic and acidic members of an AMC suite (Rogoland anorthosite province, SW Norway): a Sr and Nd isotopic assessment // Prec. Res. 2003. V. 124. P. 185—214.

Bonin B. A-type granite ring coplexes: mantle origin through crustal filteres and the anortosite-rapakivi magmatism connection // Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust / Ed. D. Demaiffe, Royal Museum for Central Africa Tervuren, 1996. P. 201—217.

Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in postcollisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review // Lithos. 2004. V. 78. P. 1—24.

Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problem and prospects // Lithos. 2007. V. 97. P. 1—29.

Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic setting // Lithos. 1998. V. 45. P. 45—70.

Bowden P., Kinnaird J. A. The petrology and geochemistry of alkaline granites from Nigeria // Phys. Earth Planet. Inter. 1984. V. 35. P. 199—211.

Bowring S. A., Van Schmus W. R., Hoffman P. F. U-Pb zircon ages from Authapuskow Aulacogen, East Arm of Greate Slave Lake, N.W.T., Canada // Can. J. Earth. Sci. 1984. V. 21. P. 1315—1324.

Bridgwater D., Windley B. F. Anorthosites, post-orogenic granites, acidic volcanic rocks and crustal development in North Atlantic Shield during the mid-Proterozoic // Symposium on Granites, Gneisses and Related Rocks / Ed. L. A. Lister, Geological Society of South Africa. Special Publication. 1973. V. 3. P. 307—317.

Briqueu L., Bougault H., Joron J. L. Quantification of Nb, Ta, Ti, and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications // Earth Planet. Sci. Let. 1984. V. 68. P. 297—308.

Burke K. C., Dewey J. F. Plume generated triple junktioskey indicators in applying plate tectonics to old rocks // J. Geol. 1973. V. 81. P. 406—433.

Buryanov V. B., Makarenko I. B., Starostenko V. I., Legostaeva O. V. Structure of the Earth's Crust of the Korosten Pluton, Northern Ukrainian Shield, Based on 3-D Gravity Modelling // Archaean and Proterozoic Plate Tectonics: Geologocal and Geophisical Records. Abstr. Joint meeting of the EUROBRIDGE and SVEKALAPKO projects / Eds J. S. Daly and S. Bogdanov/ VSEGEI. St.Petersburg. Russia, 2001. P. 9—10.

Campbell I. H. The mantle's chemical structure: insights from the melting products of mantle plumes // The Earth's mantle / Ed. I. Jakson, Cambridge University Press, 1998. P. 259—310.

Carlson R. W., Wiebe R. A., Kalamarides R. I. Isotopic study of basaltic dikes in the Nain Plutonic Suite: evidence for enriched mantle sources // Can. J. Earth. Sci. 1993. V. 30. P. 1141—1146.

Carmichael I. S. E. The redox states of basic and silicic magmas: A reflection of their source regions? // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 106. P. 129—141.

Carmichael I. S. E., Turner F. J., Verhoogen J. Igneous petrology. McGraw-Hill. N. Y., 1974. 739 p.

Cathles L. M. Scales and effects of fluid flow in the upper crust // Science. 1990. V. 248. P. 323—329.

Chao E. C. T., Back J. M., Minkin J. A. et al. The sedimentary carbonate-hosted giant Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit of Inner Mongolia, China: A cornerstone example for giant polymetallic ore deposits of hydrothermal origin // USGS Bulletin. 1997. V. 2143. 65 p.

Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173—174.

Chesley J. T., Halliday A. N., Snee L. W. et al. Thermochronology of the Cornubian batholith in southwest England: Implications for pluton emplacement and protracted hydrothermal mineralization // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 1817—1835.

Christiansen E. H., Burt D. M., Sheridan M. F., Wilson R. T. The petrogenesis of topas rhyolites from the western United States // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 83. P. 16—30.

Christiansen E. H., Sheridan M. F., Burt D. M. The geology and geochemistry of Cenozoic topas rhyolites from the western United States // Geol. Soc. Amer. 1986. Special Paper 205. 82 p.

Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R. Isotopic evidence for Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 1—18.

Claesson S., Lundqvist T. Origin and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden; isotopic and geochemical constraints // Lithos. 1995. V. 36. P. 115—140.

Clemens J. D., Holloway J. R., White A. J. R. Origin of an A-type granite: experimental constraints // Am. Mineral. 1986. V. 71. P. 317—324.

Clemens J. D., Vielzeuf D. Constraints on melting and magma production in the crust // Earth Planet. Sci. Let. 1987. V. 86. P. 287—306.

Collerson K. D. Geochemistry and Rb-Sr geochronology of associated Proterozoic peralkaline and subalkaline anorogenic granites from Labrador // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 81. P. 126—147.

CollinsW. 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.

Condie K. C. Plate tectonics and crustal evolution. 3rd ed. Pergamon Press, Oxford, 1989. 476 p.

Condie K. C. Precambrian granulites and anorohenic granites: are they related? // Prec. Res. 1991. V. 51. P. 161—172.

Condie K. C. Source of Proterozoic mafic dyke swarms: constaints from Th/Ta and La/Yb ratios // Prec. Res. 1997. V. 81. P. 3—14.

Condie K. C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Let. 1998. V. 163. P. 97—108.

Condie K. C. Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge University Press. Cambridge. 2001. 305 p.

Condie K. C. Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent // Gondvana Res. 2002. V. 5. P. 41—43.

Condie K. C., Rosen O. M. Laurentia-Siberia connection revisited // Geology. 1994. V. 22. P. 168—170.

Connely J. N., Åhäll K.-I. The Mesoproterozoic cratonization of Baltica — new age constraints from SW Sweden / Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. Brewer T. S. (ed.) Geolog. Soc. Spec. Publication. 1996. 112. P. 261—273.

Connely J. N., Berglund J., Larson Å. Thermotectonic evolution of Eastern Segment of southeastern Sweden: tectonic constraints from U-Pb geochronology // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region / Ed. T. S. Brewer, Geolog. Soc. Spec. Publication, 1996, 112. P. 297—313.

Corfu F. U-Pb Age, Setting and Tectonic Significance of the Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite Suite, Lofoten-Vesterålen, Norway // J. Petrol. 2004. V. 45. P. 1799—1819.

Corrigan D., Hanmer S. Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: a product of convective thinning of the lithosphere? // Geology. 1997. V. 25. P. 61—64.

Corriveau L., Gorton M. P. Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterizoic: a reassessment of syenitic stocks in the sothwestern Grenville Province // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 262—279.

Costi H. T., Dall'Agnol R., Teixeira J. T., Porini M. V. The albite granite of Pitinga mine: petrography, geochemistry and mineralizations // Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks. Abstracts. Belem. Brazil, 1995. P. 20—21.

Costi H. T., Dall'Agnol R., Moura C. A. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian craton, northern Brazil // Intern. Geology Rev. 2000a. V. 42. P. 832—849.

Costi H. T., Dall'Agnol R., Rämö O. T., Pichavant M. Geochemisry and Nd isotopes of the Palaeoproterozoic tin-bearing granites from Pitinga, Amazonian craton, Brazil // 31th International Geological Congress. Rio de Janeiro, August 2000. 2000c. Extended abstract in CD-ROM.

Costi H. T., Horbe A. M. C., Borges R. M. K. et al. Mineral chemicry of cassiterites from Pitinga Province, Amazonian craton, Brazil // Revista Brasileira de Geociências. 2000b. V. 30. (4). P. 775—782.

Creaser R. A. Petrogenesis of Mesoproterozoic quartz-latite-granitoid suite from Roxby Down area, South Australia // Prec. Res. 1996. V. 79. P. 371—394.

Creaser R. A., Cooper R. A. U-Pb geochronology of middle Proterozoic felsic magmatism surrounding the Olimpic Dam Cu-U-Au-Ag and Moonta Cu-Au-Ag deposits, South Australia // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 186—197.

Creaser R. A., Price R. C., Wormald R. J. A-type granites revisted: assessment of residual source // Geology. 1991. V. 19. P. 163—166.

Creaser R. A., White A. J. R. Yardea Dacite — Large volume, high-temperature felsic volcanism from the middle Proterozoic of South Australia // Geology. 1991. V.19. P. 48—51.

Cuney M., Bround M., Cathelineau M. et al. What parameters control the high gradelage tonnage of the Proterozoic unconformity related uranium deposits? // Uranium geochemistry 2003. Intern. Conference. April 13—16 2003. Nancy, 2003. P. 123—126.

Currie K. L., Eby G. N., Gittings J. The petrology of the Mount Saint Hilaire complex, southern Quebec: an alkaline gabbro-peralkaline syenite association // Lithos. 1986. V. 19. P. 67—83.

Dall'Agnol R., Costi H. T., da S.Leite A.A. et al. Rapakivi granite from Brazil and ajacent areas // Prec. Res. 1999. V. 95. P. 9—39.

Dall'Agnol R., Lafon J.-M., Macambira M. J. B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects // Mineral. Petrol. 1994. V. 50. P. 113—138.

Davis D. W., Green J. C. Geochronology of the North American Midcontinent rift in western Lake Superior and implications for its geodynamic evolution // Can. J. Earth Sci. 1997. V. 34. P. 476—488.

Demaiffe D., Weis D., Michot J., Duchesne J. C. Isotopic constraints on the genesis of the Rogoland anorthositic suite (southwest Norway) // Chem. Geol. 1986. V. 57. P. 167—179.

DePaolo D. J. Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 1185—1196.

DePaolo D. J. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallisation // Earth Planet. Sci. Let. 1981. V. 52. P. 177—184.

DePaolo D. J. Isotopic studies of processes in mafic magma chambers: I. The Kiglapait intrusion, Labrador // J. Petrology. 1985. V. 26. P. 925—951.

DePaolo D. J. Neodimium isotope geochemistry. 1988. Springer. Berlin, Heidelberg, N. Y., 187 p.

DePaolo D. J., Daley E. E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension // Chem. Geol. 2000. V. 169. P. 157—185.

DePaolo D. J., Perry F. V., Baldridge W. S. Crustal versus mantle sourses of granitic magmas: a two-parametrer model based on Nd isotopic studies // Trans. Royal Soc. (Edinburg) Earth Sci. 1992. V. 83. P. 439—446.

DePaolo D. J., Wasserburg G. J. Inferences about magma sources and mantle structurefrom variations of 143Nd/144Nd // Geophys. Res. Let. 1976. V. 344, 12. P. 743—746.

Dewane T. J., Van Schmus W. R. U-Pb geochronology of the Wolf River batholith, north-central Wisconsin: Evidence of succsissive magmatism between 1484 Ma and 1468 Ma // Prec. Res. 2007. V. 157. P. 215—234.

De Yoreo J. J., Lux D. R., Guidotti C. V. Thermal modelling in low-pressure/high — temperature metamorphic belts // Tectonophisics. 1991. V. 188. P. 253—268.

Dingwell D. B., Scarfe C. M., Cronin D. J. The effect of fluorine on visconsities in the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2: implications for phlogopites, trachites and rhyolites // Amer. Mineral. 1985. V. 70. P. 80—87.

Doe B. R. Lead Isotopes. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, N. Y. 1970. 137 p.

Douce P. A. E. Generations of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calk-alkaline granitoids // Geology. 1997. V. 25, N 8. 743—746.

Douce P. A. E., Berd J. S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 707—738.

Dörr W., Belka Z., Marheine D. et al. U-Pb and K-Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazry complex, NE Poland // Prec. Res. 2002. V. 119, N 1—4. P. 101—120.

Downes H., Peltonen P., Mänttäri I., Sharkov E. V. Proterzoic zircon ages from lower crustal xenoliths, Kola Peninsula , Russia: evidence for crustal growth and reworking // J. Geol. Soc. (London). 2002. V. 159. P. 485—488.

Duchesne J. C. Massif anorthosites: another partisan review // Feldspars and feldspatoids / Ed. W. L. Brown, Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1984. P. 411—433.

Duchesne J. C., Maquil R. The Engersund-Ogna massif. The Geology of Southernmost Norway (C.Maijer, P.Padget, eds) // Norges Geol. Unders. 1987. Spec. Publ. 1. P. 50—56.

Duchesne J.-C., Roelandts I., Demaiffe D., Weis D. Petrogenesis of monzodioritic dykes in the Egersund-Ogna anorthosite (Rogoland, SW Norway): trace elements and isotopic (Sr, Pb) constraints // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 90. P. 214—225.

Ebadi A., Johannes W. Begining of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H_2O-CO_2 // Ibid. 1991. V. 106. P. 286—295.

Eby G. N. The A-type granitoids: a review of their occurences and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115—134.

Eby G. N. Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641—644.

Eklund O. Coeval contrasting magmatism and magma mixing in Proterozoic post- and anorogenic granites, Åland, SW Finland. Depart. of Geol. and Mineral., Åbo, Finland, 1993. 57 p.

Eklund O., Fröjdö S., Lindberg B. Magma mixing, the petrogenetic link between anorthositic suites and rapakivi granites, Åland, SW Finland // Mineral. Petrol. 1994. V. 50. P. 3—19.

Eklund O., Konopelko D., Rutanen H. et al. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // Lithos. 1998. V. 45. P. 87—108.

Eklund O., Shebanov A. D. The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression // Prec. Res. 1999. V. 95. P. 129—146.

Elliason T., Schoberg H. U-Pb dating of the post-kinematic Sveconorwegian (Grenvillian) Bohus Granite, SW Sweden; evidence of restitic zircon // Prec. Res. 1991. V. 51. P. 337—350.

Elliot B. A. Crystallisation conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry // Mineral. Petrol. 2001. V. 72. P. 305—324.

Ellmies R., Voigtänder G., Germann K. et al. Origin of giant stratabaund deposits of magnesite and siderite in Riphean carbonate rocks of Bashkir mega-anticline, western Urals // Geol. Rundsch. 1999. V. 87. P. 589—602.

Elo S., Korja A. Geophysical interpretation of the crustal and upper mantle structure in the Wiborg rapakivi granite area, southern Finland // Prec. Res. 1993. V. 64, N 1—4. P. 273—288.

Emslie R. F. Anorthosite massif, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America // Prec. Res. 1978. V. 7. P. 61—98.

Emslie R. F. Geology and petrology of the Harp Lake complex, central Labrador: an example of Elsonian magmatism // Geol. Surv. Canada. 1980. Bull. 293. 136 p.

Emslie R. F. Proterozoic anorthosite massifs // The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic provinces / Eds A. Tobi, J. L. R. Touret, NATO ASI Ser. C, Reidel, Dordrecht, 1985. P. 39—60.

Emslie R. F. Granitoids of rapakivi-anorthosite and related associations // Prec. Res. 1991. V. 51. P. 173—192.

Emslie R. F., Hamilton M. A., Theriault R. J. Petrogenesis of a mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complex: Isotopic and Chemical evidence from the Nain Plutonic Suite // J. Geol. 1994. V. 102, N 5. P. 539—558.

Emslie R. F., Henger E. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada // Chem. Geol. 1993. V. 106. P. 279—298.

Emslie R. F., Hunt P. A. The Grenvillian event: magmatism and high grade metamorphism // Current Research, Part C. Geol. Surv. Can. 1989. Pap., 89-1C. P. 11—17.

Emslie R. F., Hunt P. A. Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnokite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province // J. Geol. 1990. V. 98. P. 213—231.

Emslie R. F., Stiriling J. A. R. Rapakivi and related granitoids of the Nain Plutonic Suite: geochemistry, mineral assemblages and fluid equilibria // Canadian Mineral. 1993. V. 31. P. 821—847.

Ernst R. E., Buchan K. L. Large magmatic events through time and links to mantle-plume heads // Mantle Plumes: Their Identification Through Time / Eds R. E. Ernst, K. L. Buchan, Boulder, Colorado. Geol. Soc. America, 2001. Spec. Paper 352. P. 483—566.

Ernst R. E., Pease V., Puchkov V. N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the south-eastern margin of the East European craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006, № 5. С. 119—161.

Evans R. J., Ashwal L. D., Hamilton M. A. Mafic, ultramafic, and anorthositic rocks of the Tete Complex, Mozambique: petrology, age, and significance // S. Afr. J. Geol. 1999. V. 102. (2). P. 153—166.

Ewart A., Schon R. W., Chappell B. W. The Createaeous volcanic-plutonic province of the central Queencland (Australia) coast — a rift related «calc-alkaline» province // Transactions of the Royal Society of Edinburg. Earth Sciences. 1992. V. 83. P. 327—345.

Fanning C. M., Flint R. B., Parker A. J. et al. Refined Proteozoic tectonic evolution of the Gawler Craton, South Australia // Prec. Res. 1988. V. 40/41. P. 363—386.

Farmer G. L. Continental Basaltic Rocks. The Crustal // Treatise on Geochemistry / Eds H. D. Holland, K. K.Turekian, Elsevier Ltd. [CD-ROM]. 2003. V. 3. P. 85—121.

Fitton J. G., Dunlop H. M. The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt // Earth Planet. Sci. Let. 1985. V. 72. P. 23—38.

Foland K. A., Allen J. C. Magma sources for anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 109. P. 195—211.

Fox F. K. jr. Alkalic rocks of South-central British Columbia and northeastern Washington // Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs, 1977. V. 9. P. 723.

Fransis D. Some implications of xenolith glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas // Contrib. Miner. Petrol. 1991. V. 108. P. 175—180.

French J. E., Heaman L. M., Chacko T. Feasibility of U-Th-total Pb chemical dating of baddeleyite // Chem. Geol. 2002. V. 188. P. 85—104.

Frisch T., Hunt P. A. Reconnaissance U-Pb geochronology of the crystalline core of the Boothia Uplift, District of Franclin, Northwest Territories // Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 7. Geological Survey of Canada. 1993. Paper 93—2. P. 3—22.

Frost B. R, Arculus R. J., Barnes C. G. et al. A geochemical classification of granitic rock suites // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033—2048.

Frost B. R., Avchenko O. V., Chamberlain K. R., Frost C. D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstractions of Siberia and Laurentia // Prec. Res. 1998. V. 89. P. 1—23.

Frost B. R, Frost C. D., Hulsebosch T. P., Swapp S. M. Origin of the Charnockites of the Louis Lake Batholith, Wyoming // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 1759—1776.

Frost B. R., Lindsley D. H., Andersen D. J. Fe-Ti oxidesilicate equilibria: assemblages with fayalitic olivine // Amer. Mineral. 1988. V. 73. P. 727—740.

Frost B. R., Tournet J. L. R. Magmatic CO_2 and saline melts from the Sibille monzosyenite, Larami Anorthosite Complex, Wyoming // Contrib. Miner. Petrol. 1989. V. 103. P. 178—186.

Frost C. D., Frost B. R. Redused rapakivi-type granites: the tholeite connection // Geology. 1997. V. 25. P. 647—650.

Frost C. D., Frost B. R., Chamberlain K. R., Edwards B. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite // J. Petrol. 1999. V. 40. P. 1771—1802.

Frost C. D., Frost B. R., Bell J. M., Chamberlain K. R. The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite; evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA // Prec. Res. 2002. V.45. P. 45—71.

Fuhrman M. L., Frost B. R., Lindsley D. H. Crystallisation conditions of the Sibille Monzonite, Larami Anorthosite Complex, Wyoming // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 699—729.

Gaál G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield // Prec. Res. 1987. V. 35. P. 15—52.

Garland F., Hawkesworth C. J., Mantovani M. S. M. Description and Petrogenesis of the Parana Rhyolites, Southern Brazil // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 1193—1227.

Gauthier M., Chatrand F., Cayer A., David J. The Kwyjibo Cu-REE-U-Au-Mo-F Property, Quebec: A Mesoproterozoic Polymetallic Iron Oxide Deposit in the Northeastern Grenville Province // Econ. Geol. 2004. V. 99. P. 1177—1196.

Geraldes M. C., Van Schmus W. R., Condie K. C. et al. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil // Prec. Res. 2001. V. 111. P. 91—128.

Geraldes M. C., Teixeira W., Heilbron M. Lithospheric versus astenospheric source of the SW Amazonian craton A-type granites; the role of the Paleo- and Mesoproterozoic accretionary belts for their coeval continental suites // Episodes. 2004. V. 27, N. 3. P. 185—189.

Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Let. 1988. V. 87, N 3. P. 249—265.

Goodge J. W., Vervoort J. D. Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence // Earth Planet Sci Let. 2006. V. 243. P. 711—731.

Goodwin A. M. Precambrian Geology. London. Academic Press. 1991. 666 p.

Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Prec. Res. 1993. V. 64. P. 3—21.

Gorokhov I. M., Varshavskaya E. S., Kutyavin E. P., Lobach-Zhuchenko S. B. Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia // Eclogae geol. Helv. 1970. V. 63, N 1. P. 95—104.

Gower C. F. The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada // Precambrian Crustal evolution in the North Atlantic Region. 1996. N 12. P. 197—218.

Gower C. F., Ryan A. B., Rivers T. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution // Geolog. Assoc. Canada, Spec. Paper. 1990. V. 38. P. 1—20.

Gregorie M., McInnes B. I. A., O'Reilly Y. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea. Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids // Lithos. 2001. V. 59. P. 91—108.

Griffin T. J., Page R. W., Sheppard S., Tyler I. M. Tectonic implications of Palaeoproterozoic postcollisional high-K felsic igneous rocks from the Kimberly region of northwestern Australia // Prec. Res. 2000. V. 101. P. 1—23.

Haapala I. Some petrological and geochemical characteristics of rapakivi graniteand associated with greisen type Sn, Be and W mineralization in the Eurajoki and Kumi areas, Southern Finland // Metallization Associated with Acid Magmatism / Ed. M. Štemprok, Geological Survey, Prague, 1974. P. 159—169.

Haapala I. Metallogeny of the Proterozoic rapakivi granite of Finland // Granite-related mineral deposits: geology, petrogenesis, and tectonic setting / Ed. P. R. Taylor. Extended Abstracts of Papers Presented at the Canadian Institute of Mining and Metallurgy Conference on Granite-Related Mineral Deposits, Sept. 15—17, 1985. Halifaf, Canada, 1985. P.123—131.

Haapala I. Metallogeny of the Rapakivi Granites // Mineral. Petrol. 1995. V. 54. P. 149—160.

Haapala I. Magmatic and Postmagmatic Processes in Tin-mineralized Granites: Topas-bearing Leicogranite in the Eurajoki Stock, Finland // J. Petrol. 1997. V. 38. P. 1645—1659.

Haapala I., Rämö O. T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of the Finland // Geol. Soc. of Amer. Spec. Paper. 1990. V. 246. P. 275—286.

Haapala I., Rämö O. T. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia // Trans. R. Soc. Edinburg. Earth Sci. 1992. V. 83. P. 165—171.

Haapala I., Rämö T. O., Frindt S. Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism // Lithos. 2005. V. 80. P. 1—32.

Halden N. M., Fryer B. J. Geochemical characteristics of the Eden Lake Complex: evidence for anorogenic magmatism in the Trans-Hudson Orogen // Can. J. Earth. Sci. 1999. V. 36. P. 91—103.

Hamilton M. A., Emslie R. F., Roddick J. C. Detailed emplacement chronology of basic magmas of the mid-proterozoic Nain Plutonic Suite, Labrador: insights from U-Pb systematics in zircon and baddeleyite // Eighth Int. Conf. Geochron. Cosmochron. Isot. Geol., USGS Circular 1107. 1994. P. 124.

Hannan J. L., Stein H. J. Re-Os Model for the Origin of Sulfide Deposits in Anorthosite-Associated Intrusive Complex // Econ. Geol. 2002. V. 97. P. 371—383.

Harris N. B. W., Mariner G. F. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia // Lithos. 1980. V. 13. P. 325—337.

Harris N. B. W., Marzouki F. M. H., Ali S. The Jabel Sayid Complex, Arabian Shield: geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites // J. Geol. Soc. London, 1986. V. 143. P. 287—295.

Hawkesworth C. J., George R., Turner S., Zellmer G. Time scales of magmatic processes // Earth Planet. Sci. Let. 2004. V. 218. P. 1—6.

Hawkesworth C. J., Vollmer R. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ evidence from the Italian volcanics // Contrib. Miner. Petrol. 1979. V. 69. P. 151—165.

Higgins M. D., van Breemen O. Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay — Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada // Prec. Res. 1996. V. 79. P. 327—346.

Hildreth W., Halliday A. N., Christiansen R. L. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone plateau volcanic field // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 63—138.

Hoffman P. F. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga) // Geology. 1989a. V. 17. P. 135—138.

Hoffman P. F. Precambrian geology and tectonic history of North America // The Geology of North America, Vol. A, The Geology of North America — an overview. Geol. Soc. of America / Eds A. W. Bally and A. R. Palmer. 1989b. P. 447—512.

Hoffman P. F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? // Science. 1991. V. 252. P. 1409—1411.

Hofmann A. W. Mantle geochemistry; message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219—229.

Hofmann A. W. Sampling Mantle Heterogenity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. The Mantle and Core. V. 2. // Treatise on Geochemistry / Eds H. D. Holland, K. K. Turekian, Elsevier Ltd. [CD-ROM]. 2003. P. 61—101.

Hofman A. W., Jochum K. P., Seufert M., White W. M. Nb and Pb in ocean basalts: new constraints on mantle evolution // Earth Planet. Sci. Let. 1986. V. 79. P. 33—45.

Holliger K., Levander A. Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions // Geology. 1994. V. 22. P. 367—370.

Hölttä P., Huhma H., Lahtinen R. et al. Introduction: Modelling of Orogeny in Northern Fennoscandia // LAPLAND-2003. Excursion guide to Finnish and Swedish Lapland. / Ed. O. Eklund. Geocenter report nr. 20. Turku University — Åbo Akademi University. 1—7.9, 2003. P. 6—8 .

Horbe M. A., Horbe A. C., Costi H. T., Texeira J. T. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil — A reviwe // J. Geochem. Exploration. 1991. V. 40. P. 227—249.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland // Geol. Survey of Finl. 1986. Bull. 337. 48 p.

Huhma H. Provenance of early Proterozoic and Archaean metasediments in Finland: Sm-Nd isptopic study // Prec. Res. 1987. V. 35. P. 127—143.

Huppert H. E., Sparks R. S. J. Colling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust // Earth Planet. Sci. Let. 1985. V. 74. P. 371—386.

Huppert H. E., Sparks R. S. J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 599—624.

Hutchinson D. R., White R. S., Cannon W. F., Schulz K. J. Keweenan hot spot: geophysical evidence for a 1.1 Ga mantle plume beneath the Midcontinent Rift system // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 10869—10884.

Icenhover J. P., Dymek R. F., Weaver B. L. Evidence for an enriched mantle source for jøtunite (orthopiroxene monzodiorite) associated with the St. Urban anorthosite, Quebec // Lithos. 1998. V. 42. P. 191—212.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523—548.

Jackson N., Manning D. A. C., Sams M. Evolution of the Cornubian Ore Field, Southwest England: Part II. Mineral Deposits and Ore-Forming Processes // Econom. Geology. 1989. V. 84. P. 1101—1133.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Nd and Sr isotopic study of the Bay of Island ophiolite complex and evolution of the source midocean ridge basalts // J. Geophys. Res. 1979. V. 84, N B13. P. 7429—7445.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Let. 1984. V. 67. P. 137—150.

Jaeger J. C. The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet // Amer. J. Sci. 1957. P. 306—318.

Jahn B. M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic // Aspects of Tectonic Evolution of China / Eds J. Malpas, C. J. N. Fletcher, J. R. Ali, C. C. Aitchison, Geol. Soc. London. Spec. Publ., 2004. V. 226. P. 73—100.

Jahn B. M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. V. 23. P. 82—92.

Jahn B. M., Wu F., Capdevila R. et al. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing's an Mountains in NE China // Lithos. 2001. V. 59. P. 171—198.

Jochum K. P., Hofmann A. W., Seufert H. M. Tin in mantle-derived rocks: constraints on Earth evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 3585—3595.

Johannes W., Holtz F. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Springer. Berlin, 1996. 335 p.

Johansson L., Möller C., Söderlund U., Whitehose M. Ion probe ages (NORDSIM) of zircons from Sveconorwegian decompressed eclogites in SW Sweden // 23 Nordiske Geologiske Vintermöde, Arhus. 1998. P. 143.

Johnson P. J., Cross K. C. U-Pb Geochronological Constraints on the Genesis of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag Deposit, South Australia // Econ. Geology. 1995. V. 90. P. 1046—1063.

Kamo S. L., Czamanske G. K., Amelin Yu. et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Let. 2003. V. 214. P. 75—91.

Karlstrom K. E., Åhäll K.-I., Harlan S. S. et al. Long-lived (1.8—1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia // Prec. Res. 2001. V. 111. P. 5—30.

Karner G. D., Steckler M. S., Thorne J. A. Long-term thermomechanical properties of the continental lithosphere // Nature. 1983. V. 304. P. 250—253.

Kempton P. D., Downes H., Sharkov E. V. et al. Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane // Lithos. 1995. V. 36. P. 157—184.

Kempton P. D., Downes H., Neymark L. A. et al. Garnet granulite xenoliths from the northern Baltic shield — the underplated lower crust of Palaeoproterozoic large igneous province? // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 731—763.

Kerr A. Existing and potential metallogeny of anorthosite-dominated plutonic suites in the North Atlantic Region // St. John's 2001. 2001. Abstract Volume 26. P. 77.

Khain E. V., Bibikova E. V., Kröner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asia fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodinamic implications // Earth Planet. Sci. Let. 2002. V. 119. P. 311—325.

Kilpatrick J. A., Ellis D. J. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents // Transact. Of the Royal Soc. of Edinburg: Earth Sci. 1992. V. 83. P. 155—164.

Kinnaird J. A., Bowden P. Magmatism and mineralization associated with Phanerozoic anorogenic plutonic complexes of the African plate // Magmatism and extensional structural setting / Eds A. B. Kampunzu, R. T. Lubala, Springer-Verlag. Berlin, 1991. P. 410—485.

Kleeman G. J., Twist D. The compositionally-zoned sheetlike granite pluton of the Bushveld Complex: Evidence bearing on the nature A-type magmatism // J. Petrol. 1989. V. 30. P. 1383—1414.

Konopelko D., Biske G., Belyatsky B., Eklund O., Seltmann R. Hercynian post-collisional magmatism of the SE Tien Shan, Kyrgyzstan: timing and metallogenic potential // Paleozoic Geodynamic Processes and Metallogeny of Chinese Altay and Tianshan. Proceedings of the International Field Symposium in Urumqi, Xinjiang, China: 9—21 August, 2003. 2003. P. 10—15.

Korja A., Heikkinen P. J. Extensional structures of southwestern Finland based on the BABEL reflection results // Global Gescience Transect SVEKA — Proceedings of the Kuopio Seminar, Finland. Geol. Surv. Finl., 1993. V. 136. P. 19—22 / Eds E. Ekdahl, S. Autio.

Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield — Implications for Precambrian crustal evolution // Tectonophysics. 1993. V. 219. P. 129—152.

Korsman K., Korja T., Pajunen M, Virransalo P. GGT/SVEKA TRANSECT // Archaean and Proterozoic Plate Tectonics: Geological and Geophysical Records. Abstr. Joint meeting of EUROBRIDGE and SVEKALAPKO projects / Eds J. S. Daly and S. Bogdanova. VSEGEI, St.Petersburg, Russia. 2001. P. 29—31.

Kovach V. P., Simmat R., Rickers K. et al. The Western Charnockite Zone of the Eastern Ghats Belt, India — An Independent Crustal Province of Late Archaean (2.8 Ga) and Palaeoproterozoic (1.7—1.6 Ga) Terrains // Gondvana Res. 2001. V. 4. P. 666—667.

Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485—494.

Krogh T. E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim Acta. 1982. V. 46. P. 637—649.

Küster D., Harms U. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: review // Lithos. 1998. V. 45. P. 177—195.

Lambert D. D., Foster J. G., Frick L. R. et al. Re-Os isotopic systematics of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co magmat-ic ore system, Labrador, Canada // Lithos. 1999. V. 47. P. 69—88.

Larin A. M., Amelin Yu. V., Neymark L. A., Krymsky R. Sh. et al. The origin of Salmi and Uljalegi Anorthosite-Rapakivi Granite massifs: constraints from precise U-Pb geochronology and Pb-Sr-Nd isotopic data. Abstr. Volume, 7th Intern. Meeting on Rapakivi granites. Helsinki. Finland, 1996. P. 47.

Larin A. M., Amelin Yu. V., Neymark L. A., Krymsky R. Sh. The origin of the 1.73—1.70 Ga anorogenic Ulkan volcanoplutonic complex, Siberian Platform, Russia: inferences from

geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // Anais da Academia Brasileira de Ciencias. 1997. V. 69. (3). P. 295—312.

Larin A., Neymark L., Amelin Yu. Constraints on the origin of Salmi Salmi anorthosite-rapakivi granite batholith (North Ladoga region, Soviet Karelia) // Granitoids geodinamics. Intern. Sympos. Ext. Absract. Moskow, 1991. P. 36.

Larin A. M., Neymark L. A., Nemchin A. A., Rytsk E. Yu. Two different types of Neoproterozoic tin-bearing granites in the Baikal Mountain region. 1998 Intern. Field Confer.: Proterozoic Granite Systems of the Pennokean terrane in Wisconsin. Field Guide and Proceeding Volume. Abstr. Madison, Wisconsin. 1998. P.155—156.

Larin A. M., Rundqvist D. V., Rytsk E. Yu. Evolution Trends of Geodinamic Environments and the Duration of Mineral Deposits Formation // Geodynamics and Metallogeny: Theory and Implications for Applied Geology / Eds N. V. Mezhelovsky, A. F. Morozov, G. S. Gusev and V. S. Popov. M.: Nauka, 2000. P. 193—212.

Lassiter J. C., DePaolo D. J. Plume-Lithosphere Interaction in the Generation of Continental and Flood Basalts: Chemical and Isotopic Constraints // Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism / Eds J. J. Maboney, M. F. Coffin. Geophysical Monograph 100, 1997. P. 335—355.

Lauri L. S., Rämö O. T., Huhma H. et al. Petrogenesis of silicic magmatism related to the ~ 2.44 Ga rifting of Archean crust in Koillismaa, eastern Finland // Lithos. 2006. V. 86. P. 137—166.

Ledru P, Johan V., Milesi J. P., Tegyey M. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces // Prec. Res. 1994. V. 69. P. 169—191.

Lehmann B., Ishihara S., Michel H. et al. The Bolivian Tin Province and Regional Tin Distribution in the Central Andes: A Reassessment // Econ. Geol. 1990. V. 85. P. 1044—1058.

Lenharo S. L. R., Pollard P. J., Born H. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and raremetals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil // Lithos. 2003. V. 66. P. 37—61.

Levin T., Engström J., Lindroos A. et al. Late-Svecofennian transpressive deformation in SW Finland — evidence from late-stage D3 structures // GFF. 2005. V. 127. P. 129—137.

Li C., Lightfoot P. C., Amelin Y., Naldrett A. J. Contrasting Petrological and Geochemical Relationships in the Voisey's Bay and Mushuau Intrusions, Labrador, Canada: Implications for Ore Genesis // Econ. Geology. 2000. V. 95. P. 771—799.

Li C., Naldrett A. J. Geology and petrology of the Voisey's Bay intrusion: reactivation of olivine with sulfide and silicate liquides // Lithos. 1999. V. 47. P. 1—31.

Li Z., Li X., Zhou H., Kinny P. D. Grenvillian continental collision in south China: New SHRIMP U-Pb zircon resalts and implications for the configuration of Rodinia // Geology. 2002. V. 30. P. 163—166.

Liégeois J-P., Navez J., Hertogen J., Black R. Contrasting origin of post-collisional high-K calcalkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // Lithos. 1998. V. 45. P. 1—28.

Liew T. C., Hofmann A. W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercinian Fold Belt of central Europe: indications from Nd and Sr isotopic study // Contrib. Miner. Petrol. 1988. V. 98. P. 129—138.

Lindh A., Johansson I. Rapakivi granites of the Baltic Shield: The Nordingra granite, its chemical variation and Sm-Nd isotope composition // Neues Jahrbuch fur Mineralogie. Abhandlungen. 1996. V. 170. P. 291—312.

Linnen R. I. Controls on the saturation of Sn-Nb-Ta-Zr-Hf minerals in granitic melts // 31st Intern. Geol. Congress. 2000. Brazil. [CD-ROM]. 2000.

Litvinovsky B. A., Jahn Bor-Ming, Zanlevich A. N. et al. Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // Chem. Geol. 2002. V. 189. P. 105—133.

Liverton T., Botelho N. F. Fractionated alkaline raremetal granites: two examples // J. Asian Earth Sci. 2001. V. 19. P. 399—412.

Loiselle M. C., Wones D. R. Characteristics and origin of anorogenic granites // Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. 1979. V. 11. P. 468.

Lowman J. P., Jarvis G. T. Continental collisions in wide aspect ratio and high Rayleigh number two-dimensional mantle convection models // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 485—497.

Lubala R. T., Frick C., Roders J. H., Walraven F. Petrogenesis of syenites and granites of the Schiel Alkaline complex, Northern Transvaal, South Africa // J. Geology. 1994. V. 102. P. 307—309.

Ludwig K. R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88—542. 1991. 35 p.

Ludwig K. R. ISOPLOT / Ex.Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronol-ogy Center Sp. Publ. 1999, N 1a. 49 p.

Ludwig K. R., Silver L. T. Lead-isotope inhomogenity in Precambrian igneous feldshpars // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 1457—1472.

Manning D. A. C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 76. P. 206—215.

Marki G., Piazolo S., Bauer W. et al. Pan-African Massif-Type Anorthosite from Central Dronning Maud Land, East Antarctica // Geolog. H. J. Jahruch. B. Reihe Heft 96. N 10. Hannover, 2004. P. 77—137.

Markwick A. J. W., Downes H. Lower crustal xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // Lithos. 2000. V. 51. P. 135—151.

Maruyama Sh. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 24—34.

Maruyama Sh, Liou J. G. Imitation of ultrahigh pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Paleozoic boundary // The Island Arc. 1998. V. 7. P. 6—35.

Maruyama Sh., Yuen D. A., Windley B. F. Dynamics of plumes and superplumes through time // Superplumes: beyond Plate Tectonics / Eds D. A. Yuen, Sh. Maruyama, S-I. Karato, B. F. Windley. Springer, 2007. P. 441—502.

McCulloch M. T., Wasserburg G. J. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation // Science. 1978. V. 200. P. 1003—1011.

McLelland J., Daly S., McLelland J. The Grenville Orogenic Cycle: an Adirondac perspective // Tectonophysics. 1996. V. 265. P. 1—29.

Mendoza V. Estudios geoquimicos del no-tectonozado granito rapakividel Parguaza, Noroeste Guyana Venezolana // 10th Conf. Geol. Intergianas. Belem, 1975. P. 628—656.

Menuge J. F. The petrogenesis of massive anorthosites: a Nd and Sr isotope investigation of the Proterozoic of Rogoland/Vest-Agder, SW Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 363—373.

Menuge J. F., Brewer T. S., Seeger C. M. Petrogenesis of metaluminous A-type rhyolites from the St Francois Mountains, Missouri and Mesoproterozoic evolution of the southern Laurentian margin // Prec. Res. 2002. V. 113. P. 269—291.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207—218.

Michot P. Anorthosites et anorthosites // Bull. Acad. Roy. de Belge. Classe des Sc. 1955. 5e serie. V. 41. P. 275—294.

Middlemost E. A. K. Naming material in the magma/igneous rock system // Earth-Sci Rev. 1994. V. 37. P. 215—224.

Miller R. R., Heaman L. M., Birkett T. C. U-Pb zircon age of the Strange Lake peralkaline complex: implications for Mesoproterozoic peralkaline magmatism in north-central Labrador // Prec. Res. 1997. V. 81. P. 67—82.

Mints M. V., Rundqvist D. V., Larin A. M. et al. Early Precambrian Geodynamics and Metallogeny // Geodynamics and Metallogeny: Theory and Implications for Applied Geology / Eds N. V. Mezhelovsky, A. F. Morozov, G. S. Gusev and V. S. Popov. Moscow: Nauka, 2000. P. 105—191.

Mitchell J. N., Scoates J. S., Frost C. D. High-Al gabbros in the Larami Anorthosite Complex, Wioming: implications for the composition of melt parental to Proterozoic anorthosite // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 166—180.

Mitchell R. N., Bergman S. C. Petrology of lamproites. Plenum. N. Y., 1991. 441 p.

Miyashiro A., Aki K., Sengör A. M. C. Orogeny. Willey, Chichester. N. Y., 1982. 242 p.

Morogan V., Martin R. F. Mineralogy and partial melting of fenitized crustal xenoliths in the Oldoinyo Lengai carbonatite volcano, Tanzania // Amer. Mineral. 1985. V. 70. P. 1114—1126.

Morse S. A. Kiglapait mineralogy III: Olivine compositions and Rayleigh fractionation models // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 1037—1061.

Morse S. A., Olsen K. E., Hamilton M. A. Massif anorthosites as a key to Proterozoic megatectonics // Geol. Soc. Canada. 1988. V. 13. P. 87.

Mukherjee A., Das S. Anorthosite, Granulitesand Supercontinent Cycle // Gondv. Res. 2002. V. 5. P. 147—156.

Müller D., Rock N. M., Groves D. Geochemical discrimination between shoshnitic and potassic volcanic rocks in different tectonic setting: a pilot study // Mineral. Petrol. 1992. V. 46. P. 259—289.

Nelson B. K., DePaolo D. J. Rapid prodaction of continental crust 1.7—1.9 b.y. ago: Nd and Sr isotopic evidence from the basement of the North America midcontinent // Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. P. 746—754.

Nesbit B. E. Fluid flow and chemical evolution in the genesis of hydrothermal ore deposits // Shourt Course on Fluids in Tectonically Active Regimes of the Continental Crust / Ed. B. E. Nesbit. Mineral. Assoc. Canada, 1990. P. 261—292.

Neymark L., Amelin Yu., Larin A. Geochronology and isotope geochemisry of the 1.54—1.57 Ga old Salmi anorthosite-rapakivi granite batholith (North Ladoga region, Soviet Karelia) // Rapakivi granites and related rocks. Geo-logical Survey of Finland. Guide 34. IGCP. Project 315. Abstr., 1991. P. 36.

Neymark L. A., Amelin Yu. V., Larin A. M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54—1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineral. Petrol. 1994. V. 50. P. 173—193.

Nicholson S. W., Schirey S. B., Schulz K. J., Green J. C. Rift-wide correlation of 1.1 Ga Midcontinent rift system basalts: implications for multiple mantle sources during rift development // Canadian. J. Earth. Sci. 1997. V. 34. P. 504—520.

Nutman A. P., Chernyshev I. V., Baadsgaard H., Smelov A. P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Prec. Res. 1992. V. 54. P. 195—210.

Nyman M. W., Karlstrom K. E., Kirby E., Graubarb C. L. Mesoproterozoic contractional orogeny in western North America: evidence from ca. 1.4 Ga plutons // Geology. 1994. V. 22. P. 901—904.

O'Driscoll E. S. T. The application of linement tectonics in the discovery of Olimpic Dam Cu-Au-U deposits at Roxby Downs, South Australia // Global Tectonics and Metallogeny. 1985. V. 3 (1). P. 357—373.

Öhlander B., Skiöld T. Diversity of 1.8 Ga potassic granitoids along the edge of the Archean craton in the northern Scandinavia: a result of melt formation at various depths and from various sources // Lithos. 1994. V. 33. P. 265—283.

Oreskes N., Einaudi M. T. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia // Econ. Geol. 1990. V. 85. P. 1—28.

Paces J. B., Bell K. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent rift system // J. Geophys. Res. 1989. V. 98. P. 13997—14013.

Patchett P. J., Arndt N. T. Nd isotopes and tectonics of 1.9—1.7 Ga crustal genesis // Earth Planet. Sci. Let. 1986. V. 78. P. 329—338.

Patchett P. J., Kouvo O. Origin of continental crust of 1.9—1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecokarelian terrain of South Finland // Contrib. Miner. Petrol. 1986. V. 92. P. 1—12.

Patchett P. J., Lenhert K., Renkämper M., Sieber G. Mantle and Crustal Effects on the Geochemistry of Proterozoic Dikes and Sille in Sweden // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 4, 1095—1125.

Patchett P. J., Todt W., Gorbatschev R. Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age: Nd isotopes in the Svecofennian orogenic terrains of Sweden // Prec. Res. 1987. V. 35. P. 145—160.

Payolla B. L., Bettencourt J. S., Marianne K. et al. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints // Prec. Res. 2002. V. 119, N 1—4. P. 141—169.

Payolla B. L., Kozuch M., Leite W. B. Jr. et al. U-Pb and Sm-Nd isotopic data of the basement rocks in the Eastern part of the Rondonia tin province, Brazil // 1998 Internat. Field Conference: Proterozoic Granite Systems of the Penokean Terrane in Wisconsin. Madison, Wisconsin, 1998. P. 163—165.

Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks investigated using trace element analysis // Earth Planet. Sci. Let. 1973. V. 19. P. 290—300.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace Element Distribution Diagramms for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25, Pt. 4. P. 956—983.

Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic implucations of Ti, Zr, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. Petrol. 1979. V. 69. P. 33—47.

Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B. Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds // The Mantle and Core. V. 2. / Treatise on Geochemistry / Eds H. D. Holland, K. K. Turekian. CD. 2003. P. 172—275.

Perry F. V., Baldridge W. S., DePaolo D. J. Role of astenosphere and lithosphere in the genesis of late Cenozoic basaltic rocks from the Rio Grande Rift and adjasent regions of the southwestern United States // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 9193—9213.

Pessonen L. J., Torsvik T. H., Elming S.-A., Bylund G. Crustal evolution of Fennoskandinavia — Palaeomagnetic constraints // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 27—49.

Petersen J. S. Rare-earth element fractionation and petrogenetic modelling in charnockitic rocks, Southern Norway // Contrib. Miner. Petrol. 1980. V. 73, N 1. P. 116—172.

Peterson T. D., Van Breemen O., Sandeman H., Cousens B. Proterozoic (1.85—1.75 Ga) igneous suites of the Wesern Churchill Province: granitoid and ultrapotassic magmatism in a reworked Archean hinterland // Prec. Res. 2002. V. 119, N 1—4. P. 73—100.

Piercey S. J., Wilton D. H. C. Geochemical and radiogenic isotope (Sr-Nd) characteristics of the Paleoproterozoic anorthositic and granitic rocks in the Umiakoviarusek Lake region, Labrador, Canada // Can. J. Earth Sci. 1999. V. 36. P. 1957—1972.

Poitrasson F., Duthou J.-L., Pin C. The relationship between petrology and Nd isotopes as evidence for contrasting anorogenic granite genesis: Example of the Corsican Province (SE France) // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 1251—1274.

Polito P. A., Kyser T. K., Marlat J. et al. Significance of Alteration Assemblages for the Origin and Evolution of the Proterozoic Nabarlek Unconformity-Related Uranium Deposit, Northern Territory, Australia // Econ. Geology. 2004. V. 99. P. 113—139.

Pollard P. J. Geology of Rare Metal Deposits: An Introduction and Ovrview // Econ. Geology. 1995. V. 90. P. 489—494.

Pollard P. J., Nakapadungrat S., Taylor R. G. The Phuket Supersuite, Southwest Thailand: Fractionated I-Type Granites Associated with Tin-Tantalum Mineralisation // Econ. Geology. 1995. V. 90. P. 586—602.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Prec. Res. 2005. V. 136. P. 353—368.

Pontiainen M, Scherbakova T. F. Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quarz crystal in topas-bearing granites from the Salmi batholith, Karelia, Russia // Lithos. 1998. V. 44. P. 141—151.

Precambrian Ore Deposits of the East European and Siberian Cratons / Eds D. V. Rundqvist, C. Gillen. Elsevier. Development in Economic Geology. 1997. V. 3. 457 p.

Rainbird R. H., Stern R. A., Khudoley A. K. et al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and ist bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth Planet. Sci. Let. 1998. V. 164. P. 409—420.

Rainbird R. H., Hadlari T., Aspler L. B. et al. Sequence stratigraphy and evolution of the Paleoproterozoic intracontinental Baker Lake and Thelon basins, western Churchill Province, Nunavut, Canada // Prec. Res. 2003. V. 125. P. 21—53.

Ramberg H. Titanic iron ore formed by dissotiation of silicates in granulate facies // Econ. Geol. 1948. V. 43. P. 553—570.

Rämö O. T. Diabase dyke swarms and silicic magmatism — Evidence from the Proterozoic of Finland // Mafic Dykes and Emplacement Mechanism / Eds A. J. Parker, P. C. Rickwood, D. H. Tucker. Balkema, Rotterdam, ISBN 90 6191 158 3, 1990, N 23. P. 185—199.

Rämö O. T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol. Surv. of Finl. 1991. Bull. 335. 161p.

Rämö O. T. Sr isotopic composition of Finnish rapakivi granites: the Suomenniemi batholith // Bull. Geol. Soc. Finl. 1999. V. 71. P. 2, 339—345.

Rämö O. T., Haapala I. One hundred years of Rapakivi Granite // Mineral. Petrol. 1995. V. 52. P. 129—185.

Rämö O. T., Haapala I. Rapakivi granite magmatism: a global review with emphasis on petrogenesis // Petrology and Geochemistry of Magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust / Ed. D. Demaiffe. Universite Libre de Bruxelles. Royal Museum for Central Africa (Tervuren), 1996. P. 177—200.

Rämö O.T., Huhma H., Kirs J. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton // Prec. Res. 1996. V. 79. P. 209—226.

Rämö O. T., Mänttäri I., Vaasjoki M., Upton B. G. J., Sviridenko L. P. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia // Geol. Soc. of Amer. Abstract with Programs. 2001. V. 33. P. 6.

Rämö O. T., Nironen M., Kosunen P., Elliot B. A. Proterozoic Granites of Soth-Central Finland — Travel Across a Paleoproterozoic Terrane Boundary. IGCP Project 426 Field Trip to Southern and Central Finland, September 13—18. 1999, Field Trip Guide. Helsinki University Press, 1999. 106 p.

Ringwood A. E. Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: Implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis, and crustal evolution // J. Geology. 1982. V. 90. P. 611—643.

Rivers T. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications // Prec. Res. 1997. V. 86. P. 117—154.

Rock N. M. C. The nature and origin of lamprophyes: an overview // Alkaline Igneous Rocks / Eds J. G. Fitton, B. G. J. Upton, Geol. Soc. London. Spec. Publ. N 30, 1987. P. 191—226.

Rogers J. J. W. A history of continents in the past three billion years // J. Geology. 1996. V. 104. P. 91—107.

Rogers J. J. W., Santosh M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent // Gondwana Res. 2002. V. 5. P. 5—22.

Rogers J. J. W., Santosh M. Supercontinents in Earth History // Gondwana Res. 2003. V. 6. P. 357—368.

Romer R. L. Rb-Sr data structure — a possible cause for differences in Rb-Sr whole-rock and U-Pb zircon ages // GFF. 1994. V. 116. P. 93—103.

Romer R. L., Schärer U., Wardie R. J., Wilton D. H. C. U-Pb age of the Seal Lake Group, Labrador: relationship to Mesoproterozoic extension-related magmatism of Laurasia // Can. J. Earth Sci. 1995. V. 32. P. 1401—1410.

Rudnick R. L., Fountain D. H. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Rev. Geophys. 1995. V. 33(3). P. 367—309.

Rudnick R. L., Gao S. Composition of the Continental crust. The Crust. V. 3. // Treatise on Geochemistry / Eds H. D. Holland, K. K. Turekian. Elsevier Ltd. [CD-ROM]. 2003. P. 1—64.

Rundqvist N. D., Belyaev A. M., Sutcliff R. H. On the problem of the formation of ovoids in granites: evidence from mineral composition // Sympos. on Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstr. Volume / Eds I. Haapala, O. T. Rämö, Geol. Surv. Finl. Guide 34, 1991. P. 44.

Ryan B. The Nain-Churchill Boundary and the Nain Plutonic Suite: A Regional Perspective on the Geologic Setting of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Deposit // Econ. Geol. 2000. V. 95. P. 703—724.

Sadowski G. R., Bettencourt J. S. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and western border of the Amazon Craton // Prec. Res. 1996. V. 76. P. 213—227.

Salonsaari P. T. Hybridisation in the subvolcanic Jaala-Itti complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland // Bull. of the Geol. Soc. of Finl. 1995. N 67. P. 1b. 104 p.

Salvi S., Williams-Jones A. E. The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada // Geochem. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60, N 11. P. 1917—1932.

Santos J. O. S., Van Breemen O. B., Groves D. I. et al. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajos Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleite and titanite U-Pb geochronology // Prec. Res. 2004. V. 131. P. 73—110.

Saunders A. D., Fitton J. G., Kempton P. D., Larsen L. M. The North Atlantic igneous province: plume-lithosphere interaction associated with the formation of large igneous province // Workshop on „Plume-Lithosphere interactions" / Eds A. Achauer, M. Wilson. Abstract volume. University Louise Pasteur EOST Strasbourg, 9—11 April 2000, 2000. 3 p.

Sawkins F. J. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. Springer-Velag. Berlin, Heidelberg, N.Y., Tokyo, 1984. 325 p.

Scoates J. S., Chamberlain K. R. Geochronologic, geochemical and isotopic consstraints on the origin of monzonitic and related rocks in the Larami anorthosite complex, Wioming, USA // Prec. Res. 2003. V. 124. P. 269—304.

Scoates J. S., Frost C. D. A strontium and neodimium isotopic investigation of the Larami anorthosites, Wyoming, USA: Implications for magma chamber processes and the evolution of magma conduits in Proterozoic anorthosites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60, N 1. P. 95—107.

Scoates J. S., Mitchell J. N. The evolution of Troctolitic and High-Al Basaltic Magmas in Proterozoic Anorthosite Plutonic Suites and Implications for the Voisey's Bay Massive Ni-Cu Sulfide Deposit // Econ. Geol. 2000. V. 95. P. 677—701.

Sederholm J. J. Ueber die finnlandischen Rapakiwigesteine // Tschermak's Mineral. Petrog. Mit. 1891. V. 12. P. 1—31.

Sengör A. M., Burke K., Dewey J. F. Rifts are high angles to orogenic belts: tests for their origin and upper Rhine graben as example // Amer. J. Sci. 1978. V. 278. P. 24—40.

Shärer U., Wilmart E., Duchesne J.-C. The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism; U-Pb dating of Rogoland Complex, Norway // Earth Planet. Sci. Let. 1996. V. 139. P. 335—350.

Shirey S. B. Re-Os isotopic compositions of the Midcontinent rift system pictures: implications for plume — lithosphere interaction and enriched mantle sources // Can. J. Earth. Sci. Let. 1997. V. 34. P. 489—503.

Shirey S. B., Klewin K. W., Berg J. H., Carlson R. W. Temporal changes in the source of flood basalts: Isotopic and trace element evidence from the 1100 Ma Mamainse Point Formation, Ontario, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 4475—4490.

Shumylyanskyy L., Ellam R. M., Mitrokhin O. The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrain shield: implication of Nd and Sr isotope data // Lithos. 2006. V. 90. P. 214—222.

Sindern R. H., Kramm U., Schulte B., Hetzel R. Geochronplogy of the Taratash and Alexandrovsky complex, middle Urals // INTAS Europrobe Timbepar-Uralides Workshop. Abstracts. 2000. St. Petersburg, 2000. P. 33—34.

Skjerlie K. P., Johnston A. D. Vapor absent melting at 10 kbar of magmas biotite- and amphibolebearing tonalitic gneiss: implications for the generation of A-type granites // Geology. 1992. V. 20. P. 263—266.

Skjerle K. P., Johnston A. D. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressure: implications for the generation of anorogenic granites // J. Petrol. 1993. V. 34. P. 785—815.

Smith D. R., Noblett J., Wobus D. et al. Petrology and geochemistry of late-stage intrusion of the A-type, mid-Proterozoic Pikes Peak batholith (Central Colorado, USA): implications for petrogenetic models // Prec. Res. 1999. V. 98. P. 271—305.

Smoliar M. I., Walker R. J., Morgan J. W. Re-Os Ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB Iron Meteorites // Science. 1996. V. 271. P. 1099—1102.

Snee L. W., Sutter J. F., Kelly W. C. Thermochronology of economic mineral deposits: Dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal by high precision 40Ar/39Ar agespectrum techniques on muscovite // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 335—354.

Söderland U., Elming S.-Å., Ernst R. E., Schissel D. The Central Scandinavian Dolerite Group — Protracted hotspot activity or backarc magmatism? Constraints from U-Pb baddelyite geochronology and Hf isotopic data // Prec. Res. 2006. V. 150. P. 136—152.

Songnian L., Chunliang Y., Huaikun L., Humin L. A. Group of Rifting Event in the Terminal Paleoproterozoic in the North China Craton // Gondv. Res. 2002. V. 5, N 1. P. 123—131.

Sørensen H. The agpaitic rocks — an overview // Mineral. Magazine. 1997. V. 61. P. 485—498.

Sparks R. S. J. The role of crustal contamination in magma evolution through geological time // Earth Planet. Sci. Let. 1986. V. 78. P. 11—223.

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotopic composition by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Let. 1975. V. 26. P. 207—221.

Steiger R. H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Let. 1976. V. 36, N 2. P. 359—362.

Stein H. J., Markey R. J., Morgan J. W., Sundbland K., Larin A. M. Re-Os Dating of Molybdenite: New Tools, New Applications, New Interpretations — An Example from Karelian Russia // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1996. V. 77. P. 773—774.

Stein H. J., Morgan J. W., Markey R. J., Wisznewska J. A. Re-Os study of the Suwalki anorthosite massif, north-east Poland. EUROBRIDGE 1998 // Geofiz. Zhurnal. 1998. V. 20, N 4. P. 111—113.

Stein M., Hofmann A. W. Mantle plume and episodic crustal growth // Nature. 1994. V. 372. P. 63—68.

Suominen V. The chronostratigraphy of SW Finland with special reference to the Postjotnian and Subjotnian diabases // Geol. Surv. Finl. 1991. Bull. 356. 100 p.

Sun S.-S., McDonough W. F. Chemichal and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Eds A. D. Saunders, M. J. Norry. Geological Society. London. Special Publication, 1989, N 42. P. 313—345.

Sundbland K., Ahl M., Schöberg H. Age and geochemistry of granites associated with Mo-mineralizations in western Bergslagen, Sweden // Prec. Res. 1993. V. 64. P. 319—335.

Sundbland K., Stein H. J., Markey R. J. et al. Re-Os age and geochemistry of highly evolved granite associated with Mo and W ore deposits in Bergslagen, Sweden. 7-th Intern. Meeting on Rapakivi granites. 1996. Abstr. Volume, Helsinki. Finland, 1996. P. 73—74.

Symposium on rapakivi granites and related rocks, August 2—5, 1995 Belem-Brazil: Correlation of rapakivi granite and related rocks on a Global Scale. Excursion Gide: The rapakivi granites of the Rondonia Tin Province and associated mineralisation / Eds J. S. Bettencourt, Dall'Agnol R. Belem: Federal University of Para. 1995. 48 p.

Taylor J. R., Wall V. J. The behavior of tin in granitoid magmas // Econ. Geology. 1992. V. 87. P. 403—420.

Taylor R. P., Strong D. F., Fryer B. J. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 77. P. 267—271.

Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne, 1985. 312 p.

Taylor W. R., Esslemont G., Sun S.-S. Geology of the volcanic-hosted Brockman rare-metal deposit, Halls Creek Mobile Zone, northwest Australia. II. Geochemisstry and petrogenesis of the Brockman volcanics // Mineral. Petrol. 1995. V. 52. P. 231—255.

Teixeira W., Tassinari C. C. G., Cordani U. G., Kawashita K. A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications // Prec. Res. 1989. V. 42. P. 213—227.

The Precambrian Earth: Tempos and Events / Eds P. G. Eriksson, W. Altermann, D. R. Nelson, W. U. Mueller, O. Catuneanu, Developments in Precambrian Geology 12. Elsevier, 2004. 941 p.

The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden; a review of its character and evolution // Geol. Surv. Finland / Eds K. Högdahl, U. B. Andersson, O. Eklund. 2004. Special Paper 37. 123 p.

Thompson R. N., Fowler M. B. Subduction related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides // Contrib. Miner. Petrol. 1986. V. 94. P. 507—522.

Tohver E., Bettencourt J. S., Tosdal R. et al. Terrane transfer during the Grenville orogeny: tracing the Amazonia ancestry of southern Appalachian basement through Pb and Nd isotopes // Earth Planet. Sci. Let. 2004. V. 228. P. 161—176.

Torsvik T. H., Smethurst M. A., Meert J. G. et al. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — a tale of Baltica and Laurentia // Earth Sci. Rev. 1996. V. 40. P. 229—258.

Trustedt D. Die Erzlagerstattle von Pitkaranta am Ladoga-See // Bull. Com. Geol. Finl. 1907. N 19. 222 p.

Turner S., Arnaud N., Liu J., et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 45—71.

Unrug R. The assembly of Gondwanland // Episodes. 1996. V. 19. P. 11—20.

Upton B. G. J., Emeleus C. H., Heaman L. M. et al. Magmatism of Mid-Proterozoic Gardar Province, South Greenland: chronology, petrogenesis and geological setting // Lithos. 2003. V. 68. P. 43—65.

Upton B. G. J., Rämö O. T., Vaasjoki M. et al. Constraints on petrogenesis of Mezoproterozoic CFB's from the Fennoscandian shield: trace element and Nd isotopic evidence // Chin. Sci Bull. Suppl. ICOG-9. Abstract Volume. 1998. V. 43. P. 134.

Vaasjoki M. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland. Their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralisations // Geol. Surv. Finl. 1977. Bull. 294. 64 p.

Vaasjoki M. The lead isotopic composition of some Finnish galenas // Ibid. 1981. Bull. 316. 30 p.

Vaasjoki M., Rämö O. T., Sakko M. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-diabase dyke association of southeastern Finland // Precambrian Granitoids-Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny. Prec. Res. / Eds I. Haapala, K. C. Condie. 1991. V. 51. P. 227—243.

Vaasjoki M., Rämö O. T., Alviola R., Johanson B. S. Petrography and new U-Pb age data of the Ahvenisto rapakivi granite complex, southeastern Finland // Geol. Soc. of Amer. Abstr. 1993. V. 25 (3). P. 86.

Väisänen M., Andersson U. B., Huhma H., Mouri H. Age of late Svecofennian regonal metamorpgism in southern Finland and south-central Sweden. 26th Nordic Geological Winter-meeting . Uppsala. 040106-09 // GFF. 2004. V. 126. P. 40—41.

Väisänen M, Mänttäri I., Kriegsman L.M., Hölttä P. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland // Lithos. 2000. V. 54. P. 63—81.

Väisänen M., Mänttäri I., Hölttä P. Svecofennian magmatic and metamorphic evolution in southwestern Finland as revealed by U-Pb zircon SIMS geochronology // Prec. Res. 2002. V. 116. P. 111—127.

Van Schmus W. R. Use of granites as deep probes to the age and composition of Proterozoic crustal domeins: strengths and weaknesses // Granitic Systems — State of the Art and Avenues. Abstr., 2003. P. 114—116.

Van Schmus W. R., Bickford M. E., Turek A. Proterozoic geology of the east-central Midcontinent basement // Geol. Soc. Amer. Spec. 1996. Paper 308. P. 7—32.

Vander Auwera J. W., Bogaers M., Liegeois J.-P. et al. Derivations of the 1.0-0.9 Ga ferropotassic A-type granitoids of southern Norway by extreame differentiation from basic magmas // Prec. Res. 2003. V. 124. P. 107—148.

Verkhoglyad V. M., Skobelev V. M. Volcanic rocks related with rapakivi granite complex of the Korosten massi (Ukrain) // Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstracts Volume. Belem, 1995. P. 82.

Vervoort J. D., Green J. C. Origin of evolved magmas in the Midcontinent rift system, northeast Minnesota: Nd-isotope evidence for melting of Archean crust // Can. J. Earth Sci. 1997. V. 34, N 4. P. 521—535.

Vigneresse J. L. The specific case of the Mid-Proterozoic rapakivi granites and associated suite within the context of the Columbia supercontinent // Prec. Res. 2005. V. 137. P. 1—34.

Von Gruenewaldt G., Harmer R. E. Tectonic setting of Proterozoic layered intrusions with special refference to the Bushveld complex // Proterozoic Crustal Evolution / Ed. K. C. Condie, Elsevier. Amsterdam, N.Y., Tokyo, 1992. Ch. 2. P. 181—213.

Vorma A. On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland // Geol. Surv. Finl. 1976. Bull. 285. 98 p.

Watson E. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth. Planet. Sci. Let. 1983. V. 64. P. 295—304.

Watson S., McKenzie D. P. Melt generation by plums: a study of Ilawaiian volcanism // J. Petrol. 1993. V. 32. P. 501—537.

Weaver B. L., Hogan J. P., Gilbert M. C., Lambert D. D. Origin of A-type granites from the southern Oklahoma aulacogen: the importance of crystal fractionation of mafic magmas // Eos. 1992. V. 73. P. 347.

Weaver S. D. The Qurternary caldera volcano Emuruangogolak, Kenia rift, and petrology of bimodal ferrobasalt-pantelleritic trachyte association // Bull. Volc. 1978. V. 40. P. 209—230.

Wedepohl K. H. The composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 1217—1232.

Welin E., Lundqvist Th. Isotopic investigation of the Nordingrå rapakivi massif, north-central Sweden // GFF. 1984. V. 106. P. 41—49.

Wernick E. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira Fold Belt, SE Brazil // Revista Braz. Geoc. 2000. V. 30 (1). P. 20—24.

Wernick E., Galembeck T. M. B., Godony A. M., Hormann P. K. Geochemical variability of the rapakivi Itu Province, State of Sao Paulo, SE Brazil // Anais da Academia Brasileira de Ciencias. 1997. V. 69, N 3. P. 395—413.

Wernick E., Menezes A do C. The Late Precambrian K-alkaline magmatism in the Ribeira Fold Belt: a case study of the Piracaia Pluton, State of Sao Paulo, SE Brazil, and its potential mineralization (Cu, Zn, Cd) // J. Asian Earth Sci. 2001. V. 19. P. 347—373.

Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: gechemichal characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407—419.

Whalen J. B., Currie K. L. The Topsails igneous suite, western Newfoundland; Fractionation and magma mixing in an «orogenic» A-type granite suite // Orebearing granite systems: petrogenesis and mineralizing processes / Eds H. J. Stein, J. L. Hannah // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1990. V. 246. P. 287—299.

Whalen J. B., Jenner G. A., Longstaffe F. J. et al. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 1463—1489.

White A. J. R., Chappell B. W. Granitoid types and their distribution in the Lachland Fold Belt, southeastern Australia // Circum-Pacific Plutonic terranes / Ed. J. A. Roddick // Geol. Soc. Amer. Mem. 1983. V. 159. P. 21—34.

Wiebe R. A. Anorthositic magmas and the origin of Proterozoic anorthosite massifs // Nature. 1980. V. 286. P. 564—567.

Wiebe R. A. Dioritic rocks in the Nain complex, Labrador // Schwiz. Mineral. Petrogr. Mit. 1990. V. 70. P. 199—208.

Wiebe R. A. Proterozoic anorthosite complexes // Proterozoic crustal evolution / Ed. K. C. Condie, N. Y., Elsevier. 1992. P. 215—261.

Williams P. J. Metallogeny of the McArtur River-Mount Isa-Cloncurry Mineral Province // Econ. Geol. 1998. V. 93. P. 1119—1130.

Willner A. P., Sindern S., Metzger R. et al. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // Prec. Res. 2003. V. 124. P. 1—20.

Windley B. F. Early Proterozoic collision tectonics and rapakivi granites as intrusions in an extensional thickned crust: the Ketillidian orogen, South Greenland // Tectonophysics. 1991. V. 195. P. 1—10.

Windley B. F. Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connection // J. Geol. Soc. London, 1993. V. 150. P. 39—50.

Winkler H. G., von Platen H. Experimentelle Gesteinsmetamorphose — III Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tope // Geochim. Cosmochim. Acta. 1960. V. 18. P. 294—316.

Wirth K. R., Vervoort J. D., Naiman Z. J. The Chengwatana Volcanics, Wisconsin and Minnesota: petrogenesis of the southernmost volcanic rocks exposed in the Midcontinent rift // Can. J. Earth. Sci. 1997. V. 34. P. 536—548.

Wood D. A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Let. 1980. V. 50. P. 11—30.

Wyborn L. A. I., Page R. W., McCulloch M. T. Petrology, geochronology and isotope geochemistry of the post-1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanisms for the generation of Proterozoic anorogenic granites // Prec. Res. 1988. V. 40. P. 509—541.

Yu J.-H., Fu H.-Q., Zhang F., Guan M. Geochemistry of a Rapakivi Granite Suite in a Proterozoic Rift Trough in Beijing and Its Vicinity // Acta Geol. Sinica. 1991. V. 4, N 2. P. 169—186.

Yu Y., Morse S. A. $^{40}Ar/^{39}Ar$ chronology of the Nain anorthosites, Canada // Can. J. Earth. Sci. 1993. V. 30. P. 1166—1178.

Zartman R., Doe B. R. Plumbotectonics — the model // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135—162.

Zhai M., Liu W. Palaeoproterozoic tectonic history of the North China craton: a review // Prec. Res. 2003. V. 122. P. 183—199.

Zhang S.-H., Liu S.-W., Zhao Y. et al. The 1.75-1.68 Ga anorthosite-mangerite-alkali granitoid-rapakivi granite suite from the northern North China craton: magmatism related to Paleoproterozoic Orogen // Prec. Res. 2007. V. 155. P. 287—312.

Zindler A., Hart S. R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493—571.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 3

Глава 1. **Типизация рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций и их геологическая и геохимическая характеристики** 6

1.1. Анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная ассоциация 9
1.1.1. Анортозит-чарнокитовая группа 11
1.1.2. Анортозит-мангерит-гранитная группа 21
1.1.3. Анортозит-рапакивигранитная группа 27
1.1.4. Мангерит-рапакивигранитная группа 43
1.1.5. Рапакивигранитная группа 45
1.2. Анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная ассоциация 52
1.2.1. Анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная группа 53
1.2.2. Мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная группа 87
1.2.3. Рапакивигранит-щелочногранитная группа 88
1.3. Габбро-рапакивигранит-фоидитовая ассоциация 92
1.4. Рапакивигранит-шошонитовая ассоциация 105
1.5. Основные петрогеохимические особенности гранитов рапакиви и ассоциирующих пород 128

Глава 2. **Длительность и дискретность формирования магматических комплексов, включающих граниты рапакиви** 132

2.1. Анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная ассоциация 133
2.2. Анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная ассоциация 139
2.3. Габбро-рапакивигранит-фоидитовая ассоциация 141
2.4. Рапакивигранит-шошонитовая ассоциация 142
2.5. Факторы, определяющие длительность и дискретность существования рапакивигранитных магматических систем 142

Глава 3. **Изотопно-геохимические и геохимические ограничения на источники магматических пород рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций** 147

3.1. Методы исследований 151
3.2. Анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная магматическая ассоциация 178
3.2.1. Анортозит-рапакивигранитные магматические комплексы 178
3.2.1.1. Салминский батолит 178
3.2.1.2. Сравнительный анализ плутонов анортозит-рапакивигранитного типа западной части Восточно-Европейской платформы 188
3.2.1.3. Ограничения на источники пород 192
3.2.2. Анортозит-чарнокитовые магматические комплексы 208
3.2.2.1. Каларский комплекс 208
3.2.2.2. Ограничения на источники пород 210

3.3. Анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная ассоциация 211
3.3.1. Анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная группа 211
3.3.1.1. Улкан-Джугджурская ассоциация 211
3.3.1.2. Ограничения на источники пород 216
3.4. Габбро-рапкивигранит-фоидитовая магматическая ассоциация 226
3.4.1. Бердяушский массив 226
3.4.2. Ограничения на источники пород 230
3.5. Рапакивигранит-шошонитовая магматическая ассоциация 234
3.5.1. Южно-Сибирский магматический пояс 234
3.5.2. Ограничения на источники пород 236
3.6. Мантийно-коровое взаимодействие, генезис гранитов рапакиви и ассоциирующих пород 240

Глава 4. **Геодинамические обстановки формирования рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций** 249

4.1. Рифтинг в тыловых частях систем внешних палео- и мезопротерозойских складчатых поясов суперконтинентов 253
4.1.1. Восточно-Европейская платформа 255
4.1.1.1. Фенноскандинавский домен 256
4.1.1.2. Сарматский домен 262
4.1.2. Северо-Американская платформа 265
4.1.3. Амазонский кратон 268
4.2. Рифтинг пассивной континентальной окраины 273
4.3. Постколлизионное растяжение в складчатых поясах 275
4.3.1. Постколлизионное растяжение в орогенах гималайского типа 275
4.3.2. Постколлизионное растяжение в орогенах шотландского типа 281
4.4. Активный рифтинг, обусловленный крупномасштабным апвеллингом мантии под растущими суперконтинентами 285
4.4.1. Суперконтинент Нена 285
4.4.2. Суперконтинент Атлантика 292
4.5. Совмещение тектонических процессов растяжения в тыловых частях конвергентных границ плит с деятельностью мантийных плюмов 293
4.6. Факторы, определяющие размещение рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций в пространстве и времени 295

Глава 5. **Минерагения рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций** 297

5.1. Анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная ассоциация 299
5.1.1. Апатит-Fe-Ti месторождения в анортозитах 300
5.1.2. Sn-редкометалльные и редкометалльные месторождения 300
5.1.3. U месторождения типа «несогласий» 303
5.1.4. Cu-U-Au-Ag-REE месторождение Олимпик-Дам 306
5.1.5. Sn-редкометалльно-полиметаллические, полиметаллические и U месторождения южной части Балтийского щита 309
5.1.5.1. Питкярантский рудный район 309
5.1.5.2. Месторождения и рудопроявления в гранитах рапакиви Южной Финляндии 319
5.1.5.3. Эволюция рудообразования в гранитах рапакиви южной части Балтийского щита 320
5.2. Анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная ассоциация 326
5.2.1. Апатит-Fe-Ti месторождения в анортозитах 326
5.2.2. Ni-Cu-Co сульфидное месторождение в троктолитах 326
5.2.3. Sn-редкометалльные и редкометалльные месторождения 327
5.2.3.1. Sn-редкометалльные месторождения 328
5.2.3.2. Редкометалльные месторождения 331
5.3. Габбро-рапакивигранит-фоидитовая магматическая ассоциация 337

5.4. Рапакивигранит-шошонитовая магматическая ассоциация 338
5.4.1. Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс, Сибирская платформа 338
5.4.2. Магматический пояс Плурисериал-Рибейра, Амазонский кратон 343
5.5. Закономерности распределения оруднения, ассоциирующего с рапакивигранитсодержащими комплексами, в пространстве и времени 344
5.6. Глобальные особенности распределения оруднения, ассоциирующего с рапакивигранитсодержащими комплексами, по материкам 346
5.7. Геодинамические обстановки формирования месторождений, ассоциирующих с рапакивигранитсодержащими комплексами 347
5.8. Длительность формирования месторождений и рудных полей, проблема полигенности и полихронности рудообразования 350
5.9. Факторы, способствующие накоплению рудного вещества 352
5.9.1. Рудные месторождения, ассоциирующие с гранитами 353
5.9.2. Рудные месторождения, ассоциирующие с основными породами 358
5.9.3. Месторождения, формирование которых связано с процессами реювенации гранитов рапакиви и ассоциирующих пород 360

Заключение 363

Литература 367

Научное издание

Анатолий Михайлович Ларин

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ И АССОЦИИРУЮЩИЕ ПОРОДЫ

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии докембрия

Редактор издательства *Т. П. Жукова*
Художник *Е. В. Кудина*
Технический редактор *О. В. Новикова*
Корректоры *О. В. Гусихина*, *М. Н. Сенина* и *Е. В. Шестакова*
Компьютерная верстка *Е. С. Егоровой*

Лицензия ИД № 02980 от 06 октября 2000 г.
Сдано в набор 07.06.11. Подписано к печати 11.05.12.
Формат $70\times100\ ^{1}/_{16}$. Бумага офсетная.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 33.2. Уч.-изд. л. 41.7.
Тираж 350 экз. Тип. зак. № 1494. С 114

Санкт-Петербургская издательская фирма «Наука»
199034, Санкт-Петербург, Менделеевская линия, 1
E-mail: main@nauka.nw.ru
Internet: www.naukaspb.com

ООО «Типография «Береста»
196084, Санкт-Петербург, ул. Коли Томчака, 28

ISBN 978-5-02-025522-7

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»

Магазины с отделами «Книга—почтой»

119192 Москва, Мичуринский проспект, 12, корп. 1;
(код 495) 932-78-01
Сайт: **http://LitRAS.ru/**; e-mail: **okb@LitRAS.ru**
197110 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7 «Б»;
(код 812) 235-40-64; e-mail: **ak@akbook.ru**

Магазины «Академкнига» с указанием букинистических отделов

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 298;
(код 3952) 42-96-20; akademkniga@list.ru
660049 Красноярск, ул. Сурикова, 45;
(код 3912) 27-03-90; akademkniga@bk.ru
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
(код 499) 124-55-00 (Бук. отдел)
119192 Москва, Мичуринский проспект, 12;
(код 495) 932-74-79 (Бук. отдел)
127051 Москва, Цветной бульвар, 21, строение 2;
(код 495) 621-55-96 (Бук. отдел)
101000 Москва, Б. Спасоглинищевский пер., 8, строение 4;
(код 495) 624-72-19 (Бук. отдел)
142290 Пущино Московской обл., МКР «В», 1;
(код 49677) 3-38-80
191104 Санкт-Петербург, Литейный проспект, 57;
(код 812) 272-36-65; ak@akbook.ru (Бук. отдел)
197110 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7 «Б»;
(код 812) 230-13-28
199034 Санкт-Петербург, Менделеевская линия, 1;
(код 812) 328-38-12

Коммерческий отдел, г. Москва
Телефон для оптовых покупателей: (код 499) 143-84-24
Сайт: http://LitRAS.ru/
E-mail: info@LitRAS.ru
Склад, телефон: (код 495) 932-74-71
Факс: (код 499) 143-84-24

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ЛАРИН Анатолий Михайлович – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геологии и геохронологии докембрия РАН. Область научных интересов – петрология магматических пород, тектоника континентов, минерагения.

ISBN 978-5-02-025522-7