

Российская академия наук
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

СБОРНИК ТРУДОВ
МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ
ИГГД РАН

Санкт-Петербург
Издательство Политехнического университета
2010

Рецензенты:

Доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник
ИГГД РАН *С. Д. Великославинский*

Доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник
ИГГД РАН *А. М. Ларин*

Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН / под ред. В. С. Абуш-кевича, Н. А. Алфимовой. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010. — 316 с.

Труды молодых ученых представляют собой первую попытку собрать и систематизировать в одном издании результаты научных исследований, проводимых молодыми учеными преимущественно в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН.

В сборнике нашли отражение исследования, как затрагивающие общетеоретические вопросы, так и охватывающие сугубо прикладные аспекты современной геологии, геохимии, петрологии и изотопной геологии. Особенностью публикуемых в сборнике работ является преимущественно самостоятельное исполнение молодыми сотрудниками разных видов исследования, начиная с момента получения фактического материала во время полевых работ.

Печатается по решению Ученого совета Института геологии и геохронологии докембрия РАН.

© Институт геологии и геохронологии
докембрия РАН, 2010

© Санкт-Петербургский государственный
политехнический университет, 2010

ISBN 978-5-7422-2358-0

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	4
Раздел 1. НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУДОГЕНЕЗ В ДОКЕМБРИЕ И ФАНЕРОЗОЕ	6
<i>Абушкевич В. С., Сырицо Л. Ф.</i> Дайковые комплексы в ареале редкометальных рудных узлов фанерозоя: геохимия и петрология (на примере Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье)	6
<i>Алексеев И. А., Котова И. К.</i> Геологическое строение и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье)	47
<i>Березин А. В.</i> Архейские габбро-анортозиты Беломорского подвижного пояса: геология и металлогения	83
<i>Семенов С. В.</i> Особенности и условия формирования Fe—Ni—Cu сульфидного и платинометального оруденения в расслоенном массиве Луккулайсваара	100
Раздел 2. К ПРОБЛЕМЕ ОБРАЗОВАНИЯ САНУКИТОИДОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА	134
<i>Егорова Ю. С.</i> Позднеархейские серии умеренно-щелочных пород Карелии на примере санукитоидного Эльмусского и сиенитового Западно-Хижьярвинского массивов	134
<i>Гусева Н. С., Егорова Ю. С.</i> Минералогические свидетельства автометасоматоза в породах Панозерского санукитоидного комплекса Центральной Карелии	161
Раздел 3. К ПРОБЛЕМЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМА В ДОКЕМБРИИ	183
<i>Алфимова Н. А.</i> Геологическое строение и химический состав палеопротерозойских кор выветривания Карелии	183
<i>Климова Е. В.</i> Минеральный состав глинистых отложений пещер	213
<i>Матреничев А. В., Матреничев В. А.</i> Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит ...	223
Раздел 4. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ	256
<i>Гончаров А. Г.</i> Методические вопросы определения фугитивности кислорода в мантии	256
<i>Коваленко А. В.</i> Возможности и ограничения Sm—Nd метода при датировании архейских магматических пород	294

ПРЕДИСЛОВИЕ

«Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН» издается впервые по инициативе и силами молодых ученых — сотрудников и аспирантов учреждения Российской академии наук Института геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН) в содружестве с молодыми коллегами, работающими в СПбГУ и ВСЕГЕИ по тематике нашего института. Материалы, представленные в сборнике, с одной стороны, достаточно полно характеризуют вклад молодых исследователей ИГГД РАН за последние несколько лет в те или иные направления развития современной геологической науки и, с другой — отражают их научную зрелость как геологов-докембристов. Большая часть статей посвящена изучению докембрийской истории развития Земли, что является главным направлением деятельности ИГГД РАН. В сборнике рассматриваются как прикладные, так и теоретические вопросы современной геологии, петрологии, изотопной геохронологии и геохимии. Несмотря на молодежный состав авторов, представленные материалы демонстрируют высокий научный уровень работ молодых ученых и представляют собой определенный итог исследований, проведенных в ходе научно-исследовательских работ на территории России в рамках проектов НИР, ОНЗ РАН и РФФИ. Именно это стало основной причиной издания данного сборника.

Часть материала является результатом участия молодых сотрудников в плодотворных дискуссиях на научных конференциях и совещаниях различного уровня и опубликована в виде тезисов. В то же время многие материалы издаются впервые.

В данном сборнике рассмотрены как региональные, так и общие проблемы геологии докембрия. Значительное внимание уделено проблеме формирования и преобразования докембрийских комплексов, образующих древнейшую континентальную кору кристаллических щитов, которая является одной из наиболее актуальных проблем современной геологии. Исследования в этом направлении посвяще-

ны палеореконструкциям различных корообразующих процессов в раннем докембрии северо-востока Балтийского щита и интеграции полученных результатов в общие модели эволюции континентальной коры и мантии в докембрии.

В ряде статей содержатся новые данные о строении, составе и условиях формирования осадочных и метаморфических комплексов и некоторых специфических магматических образований раннего докембрия, в частности санукитоидов Балтийского щита, а также обсуждаются особенности рудогенеза в докембрии и фанерозое. Часть статей содержит материал, относящийся к теоретическим основам и методикам изучения минералов, в том числе из глинистых и карбонатных пород позднего докембрия. Чрезвычайно интересными представляются результаты по определению фугитивности кислорода в мантии и разработанные критерии применения результатов Sm—Nd геохимических исследований для геодинамических реконструкций.

Надеемся, что данный сборник вызовет интерес у исследователей, особенно специалистов, занимающихся изучением докембрийских регионов и проблем эволюции континентальной коры и мантии. Также мы рассчитываем, что эта книга станет первым шагом на пути возрождения традиций института в освещении важнейших результатов научно-исследовательской деятельности ИГГД РАН.

А. Б. Вревский, Ш. К. Балтыбаев

Раздел 1

НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУДОГЕНЕЗ В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ

ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В АРЕАЛЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ РУДНЫХ УЗЛОВ ФАНЕРОЗОЯ: ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ (НА ПРИМЕРЕ ХАНГИЛАЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В. С. Абушкевич *

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

Л. Ф. Сырицо **

***Санкт-Петербургский государственный университет*

В последние годы большое внимание уделяется исследованию пород дайковых комплексов в пределах редкометальных рудных узлов фанерозоя [Kortemeir, 1988; Charibon, 2001; Коваленко, 1976; Титов, 2001; Антипин, 2002], в частности в большинстве указанных работ — исключительно эффузивным и субэффузивным породам кислого состава (онгонитам, эльванам, топазовым риолитам). При этом следует отметить, что в ареале выходов редкометальных гранитов, как правило, наравне с дайками, штоками и/или покровами кислых эффузивных и субвулканических пород часто весьма интенсивно проявлены породы базитового ряда, образующие рои мафических даек [Pivek, 2002; Абушкевич, 2004]. Постоянная пространственная ассоциация редкометальных гранитов с породами дайковых комплексов как кислого, так и основного состава, нередко общая геохимическая специализация позволяют предполагать между ними определенную петрологическую взаимосвязь.

Проблема происхождения редкометальной рудогенирующей магмы относится к актуальным фундаментальным проблемам геологической науки. В настоящее время четко установлен факт присутствия мантийного компонента в Rb—Sr и Sm—Nd изотопных системах редкометальных гранитов [Коваленко, 1999; Сырицо, 2002; Костицын, 2004; Пушкарёв, 1997]. Проблему представляет, каким образом ювенильный компонент попадает в расплав редкометальных гранитов, какую роль при формировании этих пород играет взаимо-

действие мантийного и корового вещества и как такое взаимодействие происходит: наследованием субстрата и/или последующим нарушением изотопных систем в процессе воздействия глубинного энергетического источника, ювенильного вещества. Поэтому особый интерес представляет изучение характера петрологической взаимосвязи редкометальных гранитов с ассоциирующими породами их ареала как кислого, так и основного состава. Это определило постановку задачи, а именно исследование состава дайковых комплексов в редкометальных рудных узлах фанерозоя. Решение данных проблем начато нами на примере изучения дайковых поясов Хангилайского редкометального рудного узла в Восточном Забайкалье, в пределах которого дайковые пояса получили значительное развитие как по разнообразию даек, так и по длительности их формирования.

Выявленные источники и условия формирования пород дайковых комплексов как кислого, так и основного состава в пределах рассматриваемого рудного узла позволят судить об источнике и степени мантийно-корового взаимодействия при формировании специализированных флюидонасыщенных магм.

Настоящая статья — первая обобщающая работа, в которой приведены результаты петрогеохимического и изотопного (Rb—Sr, Sm—Nd, U—Pb) исследования всей совокупности дайковых комплексов в Хангилайском редкометальном рудном узле в Восточном Забайкалье.

Краткая геологическая характеристика региона

Хангилайский рудный узел редкометальных гранитов, рассматриваемый в качестве модельного региона (рис. 1), расположен на территории Агинско-Борщевочной структурно-формационной зоны, которая находится в юго-западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и входит в состав оловянно-вольфрамового пояса Центрального и Восточного Забайкалья [Смирнов, 1944]. Агинско-Борщевочная структурно-формационная зона представляет собой палеозойско-мезозойское аккреционное сооружение [Гусев, 1995]. Она состоит в основном из тектонически совмещенных сиалических и фемических блоков рифейского возраста, островодужных вулканогенно-осадочных толщ девона — нижнего карбона и динамометаморфических образований. В ее пределах можно выделить две подзоны: восточная докембрийская, сложенная преимущественно кремнисто-вулканогенно-терригенным комплексом рифейских образований, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, и западная девон-карбон-триасовая, сложенная слабометаморфизованными алевропесчаными

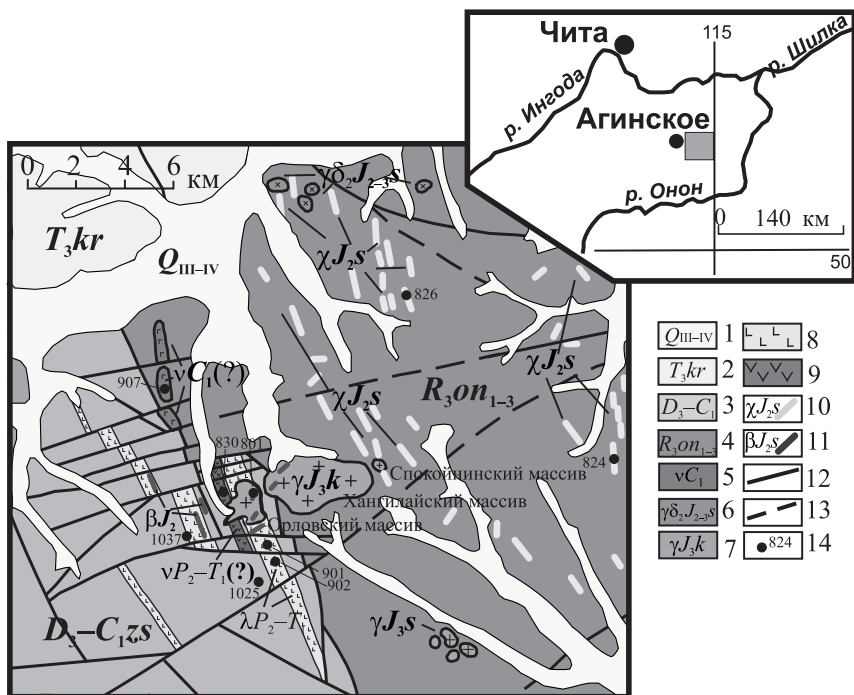


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Хангилайского рудного узла ([Кривицкий, 2001], а также неопубликованная геологическая документация Б. А. Гайворонского; дайковые тела лампрофиров и долеритов показаны вне масштаба):

- 1—4 — стратиграфические подразделения (1 — четвертичные отложения;
- 2 — верхний триас (песчаники, алевролиты, гравелиты); 3 — нерасчлененный верхний девон—нижний карбон (гравелиты, песчаники, алевролиты);
- 4 — верхний рифей (песчаники и алевропелиты филлитизированные));
- 5—7 — интрузивные образования (5 — раннекаменноугольные (?) субшелочные габбро (штоки Инкижин); 6 — среднеюрские монцитоны, гранодиориты (гора Дондогри) и позднеюрские граниты (сопка Барун-Убжигой) шахтаминского комплекса; 7 — позднеюрские граниты кукульбейского комплекса (Хангилайский интрузив)); 8—11 — породы дайкового комплекса (8 — позднепермские—раннетриасовые трахидациты и трахириолиты;
- 9 — среднеюрские (?) диабазы; 10 — среднеюрские лампрофиры (керсантиты, спессартиты); 11 — среднеюрские долериты); 12, 13 — разрывные нарушения;
- 14 — точки отбора геохронологических проб

породами. Особенностью этого региона по сравнению с соседними структурно-формационными зонами (Даурской на западе и Газимуро-Аргунской на востоке) является слабое развитие интрузивных образований, представленных гранитоидами двух интрузивных комплексов — диорит-гранодиоритовым шахтаминским и гранитным

кукульбейским средне- и позднеюрского возраста соответственно. Именно с кукульбейским комплексом связано оловянно-вольфрамовое и редкометальное оруденение, определяющее металлогению пояса. Рассматриваемый Хангилайский рудный узел приурочен к выходу Хангилайской интрузии, сложенной биотитовыми гранитами кукульбейского комплекса и находящейся в осевой части Хангилай-Шилинского хребта в районе пересечения двух систем разрывных нарушений — северо-западной и субширотной. Зона глубинных разломов северо-западного простирания фиксирует резкое структурное несогласие и разделяет разновозрастные песчано-сланцевые толщи *ононской свиты* рифея (R_3on_{1-3}) и слабометаморфизованные алевропесчаные отложения *зун-шивиинской свиты* девон-каменноугольного возраста ($D-C_1zs$). В составе рудного узла выделяются два промышленных месторождения редких металлов, приуроченных к спателитам Хангилайского массива и имеющих различную металлогеническую специализацию: Орловское танталовое месторождение, связанное с литий-фтористыми гранитами западного спателита (Орловский массив), и Спокойнинское вольфрамовое месторождение в мусковит-альбитовых гранитах восточного спателита (Спокойнинский массив) [Гребенников, 1995; Сырицо, 2002]. Важная особенность магматизма рассматриваемого региона — проявление пород дайковых комплексов, которые получили здесь значительное развитие как по разнообразию даек, так и по длительности их формирования.

Петрогеохимические особенности пород дайковых комплексов

В пределах Хангилайского рудного узла широкое распространение получили породы дайковых комплексов. На основании различия в геологическом положении, минеральном составе, структурно-текстурных особенностей и степени проявления наложенных метаморфических и метасоматических процессов в составе пород дайкового комплекса рудного узла выделяются следующие группы пород: 1-я группа — трахидациты и трахириолиты; 2—3-я группа лампрофиров (2-я — слюдисто-пироксеновые лампрофиры — керсантиты, 3-я — амфиболовые лампрофиры — спессартиты); 4-я группа — диабазы; 5-я группа — долериты.

Трахидациты и трахириолиты. Проявлены в западной части рудного узла, в поле развития слабометаморфизованных алевропесчаных отложений *зун-шивиинской свиты* девон-каменноугольного возраста ($D-C_1zs$), где они слагают мощные тела до 250—300 м и более при протяженности 1,0—1,5 км северо-западного простирания. По характеру взаимоотношения с вмещающими породами трахидациты

и трахириолиты скорее напоминают «тела проплавления» или магматического замещения в ослабленных зонах. Тем не менее они характеризуются всеми признаками субвулканических магматических пород: порфировой структурой с микрофельзитовой структурой основной массы, наличием вкрапленников КПШ и кварца, элементами микроперлитовой текстуры с реликтовыми следами течения материала, элементами флюидаальной текстуры. Порода состоит из фенокристаллов (10—20 %) КПШ, кварца, альбита и основной массы (80—90 %), фельзитовый агрегат — из изометричных таблиц КПШ, зерен кварца и серицитизированного альбита. В составе трахидацитов присутствуют железистый биотит и магнезиальная роговая обманка, в то время как для трахириолитов характерны фенгит-мусковит и топаз.

По петрохимическому составу (табл. 1) трахидациты выделяются большей основностью и калиевой специализацией (67—68 % SiO_2 , 10,35 % K_2O) по сравнению с трахириолитами (74—76 % SiO_2 , 7,62 % K_2O), кроме того, трахидацитам присуща большая фемичность (1,96 % FeO^* , 1,25 % MgO). Особенностью петрохимического состава обеих разновидностей является высокая щелочность калиевой специализации. Специфика геохимического состава трахидацитов и трахириолитов (табл. 2, 3, рис. 2, 3) заключается в контрастном обогащении малыми элементами, в составе которых выделяются две группы. Это, с одной стороны, типичные литофильные элементы (Rb, Li, Cs и F), с другой стороны, тугоплавкие элементы, некогерентные с кислыми магмами (Ba, Y, Nb и REE). Трахидациты в большей степени обогащены Rb (до 2400 ppm), Li (до 951 ppm), Cs (до 63 ppm), Ba (до 1264 ppm), ΣREE (до 230 ppm) при сопоставимых с трахириолитами концентрациях Zr (до 130 ppm), Y (до 44 ppm), Nb (до 24 ppm) и F (до 1800 ppm).

Сопоставление составов трахидацитов и трахириолитов с биотитовыми гранитами Хангилайского интрузива (см. рис. 2, 3) показывает их геохимическое сходство, которое проявляется в общей специализации по некогерентным элементам (Li, Rb, Cs, Nb, W, Sn, Th, U) и в уровнях их концентрации. Однако следует отметить обогащение трахидацитов и трахириолитов HREE при сходных содержаниях LREE. В целом фиксируется равномерность распределения малых элементов при сопоставимых величинах как положительных, так и отрицательных аномалий.

Группа лампрофиров. По минеральному признаку выделяется две разновидности пород: 1) слюдисто-пироксеновые — керсантиты; 2) амфиболовые — спессартиты [Rock, 1984, 1991]. Обе разновидности пород развиты преимущественно в восточной части рассматриваемого региона, прорывая песчано-сланцевые толщи ононской свиты

Таблица 1

Петрохимический состав пород дайковых комплексов Хангайского рудного узла

Компонент	1 ($n=3$)	2 ($n=6$)	3 ($n=5$)	4 ($n=4$)	5 ($n=3$)	6 ($n=9$)
SiO ₂	46,13±0,57	51,74±1,06	52,45±0,55	48,18±1,29	68,32±3,48	74,61±2,32
TiO ₂	1,06±0,01	1,12±0,04	1,39±0,01	2,35±0,01	0,23±0,01	0,17±0,01
Al ₂ O ₃	9,92±0,02	14,53±4,82	16,17±0,11	13,56±0,81	16,30±0,57	13,57±0,86
Fe ₂ O ₃	9,98±0,11	8,14±0,58	9,47±0,35	12,92±2,37	1,65±0,08	0,65±0,02
FeO	—	—	—	—	—	—
MnO	0,17±0,01	0,13±0,01	0,15±0,01	0,70±0,26	0,09±0,01	0,03±0,01
MgO	13,94±0,62	10,16±1,07	5,81±0,31	5,59±2,84	1,05±0,04	0,80±0,01
CaO	8,55±0,14	6,20±0,83	8,01±1,94	6,29±0,27	0,06±0,01	0,05±0,01
Na ₂ O	1,64±0,01	2,85±0,29	3,43±1,48	2,86±0,13	0,62±0,11	0,66±0,10
K ₂ O	3,03±0,04	2,66±0,30	1,20±0,01	2,19±0,02	10,10±0,14	7,92±0,28
P ₂ O ₅	0,47±0,01	0,42±0,02	0,24±0,01	1,49±0,03	0,07±0,01	0,04±0,01
п.п.п.	4,39±0,06	2,48±1,10	0,89±0,29	3,50±0,31	1,05±0,05	1,43±0,21
Сумма	99,28±0,13	99,73±0,04	99,20±1,02	99,63±0,05	99,55±0,11	99,68±0,27
A/CNK	0,46	0,77	0,75	0,73	1,35	1,39
f_0	41,71	44,48	61,99	69,82	61,06	46,91
F'	26,55	28,80	45,16	53,88	44,20	31,84
Mg#	73,45	71,20	54,84	46,12	55,80	68,16

Примечание. Исследования выполнены методом рентгенофлуоресцентного анализа в химико-аналитической лаборатории Севморгео; железо определено как Fe₂O₃; n — число проб; индексы: A/CNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) молекулярные количества; f_0 = (Fe₂O₃ + FeO)/(Fe₂O₃ + FeO + MgO) окислы; F' = ((Fe₂O₃ + FeO)/(Fe₂O₃ + FeO + MgO)) 100 атомные количества; Mg# = (MgO/(Fe₂O₃ + FeO + MgO)) 100 атомные количества; 1 — керсантиты; 2 — спессартиты; 3 — диабазы; 4 — долериты; 5 — трахидацииты; 6 — трахириолиты.

Редкие и рассеянные элементы, ppm, в породах дайковых комплексов Хангайского рудного узла

Эле- мент	1		2		3		4		5		6						
	O-824	O-828	O-825	O-827	O-826	O-941	O-830	O-352	O-831	O-801	O-2500	O-1016	O-502	O-902	O-509	O-901	O-1023
Ba	2779,3	2003,9	2520,5	2111,3	2065,9	635,0	418,5	156,9	306,7	1389,2	1424,1	1688,0	1186,0	1264,3	914,7	951,8	426,4
Rb	89,8	42,7	72,4	46,8	65,2	65,6	53,3	56,6	43,4	74,8	38,9	66,9	846,1	2401,4	234,7	617,5	81,6
Sr	436,3	329,7	505,2	1020,1	1133,2	681,4	143,1	224,4	115,8	1423,6	1008,5	1094,2	74,4	40,2	78,4	63,0	52,9
Cs	14,9	10,5	11,6	4,6	10,4	24,9	12,8	14,1	9,4	3,3	1,8	6,7	42,5	62,7	6,0	24,5	1,9
Li	102,8	55,6	89,2	42,0	41,3	118,5	34,8	72,1	49,5	28,6	60,5	107,8	105,3	951,4	40,5	181,7	15,9
Ga	9,6	8,7	9,2	10,2	10,8	7,9	9,1	8,9	8,7	11,9	12,6	12,8	14,7	14,4	9,0	9,2	10,5
Ta	0,7	0,5	0,5	1,0	1,1	0,9	1,1	0,8	0,6	2,4	2,1	2,3	3,4	4,3	2,3	4,1	0,9
Nb	9,2	8,8	10,1	13,0	14,8	9,3	14,8	10,1	9,1	43,1	34,2	37,2	24,6	23,9	18,8	17,8	12,5
Hf	7,2	4,6	6,9	8,2	8,4	4,4	7,4	5,3	5,4	11,6	12,8	14,4	4,5	5,3	3,6	4,0	3,9
Zr	181,5	146,9	160,3	203,5	220,1	99,7	192,6	150,9	180,5	541,4	398,3	481,9	90,6	88,8	64,9	63,8	73,8
Y	27,3	23,8	25,1	25,0	27,8	12,7	54,2	31,7	41,1	62,5	56,1	58,0	38,1	32,4	44,2	39,5	39,8
Th	28,4	18,3	20,8	29,1	26,6	12,3	8,5	4,0	5,9	4,3	6,1	7,2	16,5	18,8	13,1	15,1	13,0
U	5,5	4,2	5,1	4,6	4,6	2,5	1,9	1,0	1,4	0,8	1,5	1,7	5,5	4,7	5,2	4,0	3,4
Cr	559,0	452,9	515,2	345,5	293,0	262,8	64,1	114,8	48,3	39,3	48,0	47,8	4,4	3,1	5,3	9,7	6,7
Ni	390,3	403,9	370,6	244,7	183,5	150,1	20,8	48,9	27,7	32,5	34,2	29,8	0,5	1,1	3,4	85,6	5,4
Co	47,3	45,3	46,8	35,1	32,6	28,9	21,6	31,7	19,1	29,3	26,8	28,0	0,7	1,3	0,4	0,9	0,8
Sc	17,6	15,5	15,9	15,8	15,4	11,9	32,8	30,1	29,5	17,0	15,2	17,1	14,3	12,6	9,8	7,6	8,2

V	115,7	123,1	120,5	89,3	124,9	92,2	117,4	207,9	130,6	184,5	180,3	183,4	7,2	6,8	7,5	3,7	4,5
Cu	55,4	55,2	51,9	26,8	24,4	3,8	23,5	52,4	24,2	25,8	26,2	37,1	1,4	1,8	1,5	3,8	31,0
Pb	93,0	57,3	89,1	34,2	21,3	20,6	36,1	7,8	27,6	33,3	18,5	19,8	9,8	65,5	13,6	28,0	28,3
Zn	120,1	107,4	131,1	92,2	83,4	69,8	78,3	78,1	82,6	161,9	679,2	182,0	24,6	44,3	8,1	12,0	13,1
Sn	71,1	49,6	58,1	2,1	2,2	8,2	20,9	4,0	17,8	13,2	2,6	4,2	11,4	126,9	19,0	30,4	8,2
W	1,2	0,5	1,3	0,7	1,5	5,8	1,9	5,4	0,8	0,9	0,8	0,9	21,5	12,3	51,2	2,8	1,2
Mo	0,7	0,3	0,3	0,1	0,2	1,6	1,5	0,4	0,3	3,0	2,5	2,3	1,9	2,3	1,2	1,5	0,7
F	—	—	—	—	—	—	450	550	420	1000	1200	900	1700	1350	460	1800	1200
B	1,2	0,7	0,9	0,6	0,8	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5
Be	2,9	1,6	1,4	3,0	3,1	1,8	1,1	2,5	1,2	3,4	11,3	3,6	4,6	34,0	2,4	4,6	2,5
As	14,9	2,5	5,1	26,7	28,3	92,3	7,1	8,4	8,1	3,1	36,1	43,6	10,8	16,3	1,9	7,1	32,6
Sb	27,7	17,3	24,1	2,4	2,8	2,6	7,8	0,3	6,5	5,3	0,9	60,5	0,3	8,8	0,6	4,0	30,9

Примечание. Элементы определялись методом ICP-MS (химико-аналитическая лаборатория ОАО «ВА Ин-струментс»), фтор — методом количественного спектрального анализа (кафедра геохимии, геологический фак. СПбГУ); «—» — элемент не определялся; 1 — керсантиты; 2 — спессартиты; 3 — диабазы; 4 — долериты; 5 — трахидацииты; 6 — трахириолиты.

Таблица 3
Редкоземельные элементы, ррт, в породах дайковых комплексов Хангайского рудного узла

Компо- нент	1			2		3			4			5			6		
	824	828	825	826a	827a	830	831	352	801	1016	2500	502	902	901	509	1023	
La	72,17	55,08	63,63	101,38	94,79	31,30	22,44	12,35	95,91	95,23	92,62	45,26	45,03	33,41	23,79	39,14	
Ce	126,89	92,78	109,84	180,40	168,08	57,79	42,40	23,69	270,79	226,27	173,59	85,40	81,87	58,77	44,12	64,71	
Pr	18,16	12,37	15,26	25,51	23,94	9,92	6,39	3,63	26,80	27,46	26,32	13,51	13,07	9,56	6,84	10,20	
Nd	69,78	50,28	60,03	96,09	88,18	40,39	28,88	15,65	116,04	118,10	109,21	46,41	46,00	31,61	25,95	40,36	
Sm	12,84	8,25	10,55	16,50	15,12	10,19	6,62	3,72	21,81	22,79	20,97	10,66	11,40	7,94	6,41	8,14	
Eu	2,78	2,21	2,50	4,09	3,91	2,76	1,85	1,26	5,39	5,16	5,36	0,98	0,91	0,77	0,55	0,70	
Gd	9,80	6,21	8,00	12,19	11,17	9,95	7,32	4,95	17,08	18,45	18,52	8,39	8,41	7,03	6,29	7,40	
Tb	1,11	0,71	0,91	1,29	1,24	1,67	1,13	0,78	2,34	2,34	2,23	1,21	1,37	1,14	1,17	1,23	
Dy	5,32	3,69	4,50	6,44	5,90	10,05	7,49	5,05	12,13	13,25	12,14	6,82	7,69	7,50	7,72	7,99	
Ho	1,00	0,65	0,82	1,22	1,02	2,39	1,65	1,16	2,36	2,49	2,33	1,48	1,48	1,60	1,72	1,52	
Er	2,65	1,75	2,20	2,80	2,57	6,46	4,20	3,21	5,96	6,05	5,75	3,75	4,21	4,77	4,60	4,45	
Tm	0,41	0,27	0,34	0,35	0,39	0,90	0,64	0,44	0,76	0,93	0,81	0,59	0,64	0,68	0,77	0,92	
Yb	2,09	1,51	1,80	2,25	2,16	5,55	4,08	2,99	5,48	5,61	4,91	4,19	4,30	4,51	4,90	5,23	
Lu	0,39	0,21	0,30	0,44	0,42	0,94	0,63	0,52	0,77	0,89	0,79	0,61	0,64	0,68	0,70	0,83	
Сумма	325,40	235,97	280,68	450,94	418,89	190,26	135,72	79,4	583,62	545,02	475,54	229,26	227,02	169,97	135,53	192,82	
Σ LREE	287,01	210,51	248,76	403,38	374,99	139,40	100,11	55,32	509,54	467,06	401,73	190,58	185,97	133,35	100,70	154,41	
Σ MREE	32,85	21,72	27,28	41,73	38,37	37,01	26,06	16,92	61,11	64,48	61,54	29,54	31,26	25,98	23,86	26,98	
Σ HREE	5,54	3,74	4,64	5,84	5,53	13,85	9,55	7,16	12,97	13,48	12,26	9,14	9,79	10,64	10,97	11,43	
(La/Yb) <i>n</i>	20,04	21,20	20,53	26,15	25,51	3,28	3,19	2,40	10,17	9,86	10,97	6,28	6,09	4,31	2,82	4,35	
(Ho/Yb) <i>n</i>	1,27	1,14	1,21	1,44	1,26	1,14	1,07	1,03	1,14	1,18	1,26	0,94	0,91	0,94	0,93	0,77	
(Eu/Eu*) <i>n</i>	0,76	0,95	0,83	0,88	0,92	0,84	0,81	0,90	0,86	0,77	0,83	0,32	0,28	0,32	0,27	0,28	

Примечание. Исследование выполнено методом ICP-MS в химико-аналитической лаборатории ОАО «ВА Инструментс»; 1 — керсантигиты; 2 — спессартигиты; 3 — диабазы; 4 — долериты; 5 — трахидациты; 6 — трахириолиты

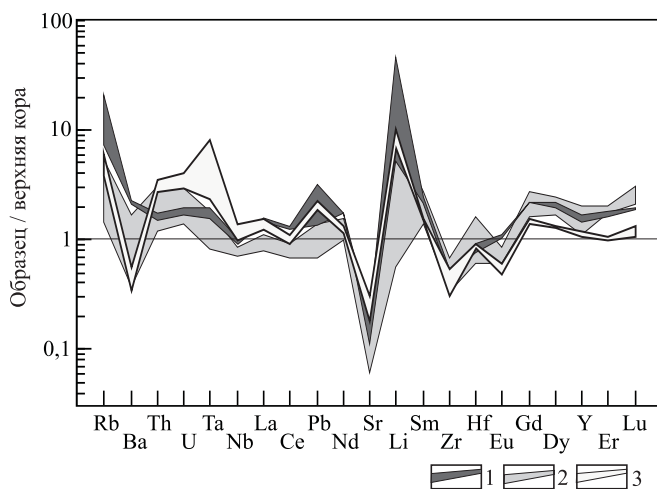


Рис. 2. Распределение нормированных на состав верхней коры [Taylor, 1995] содержаний малых элементов в лейкократовых породах Хангилайского рудного узла: 1 — трахидацииты; 2 — трахириолиты; 3 — граниты Хангилайского интрузива

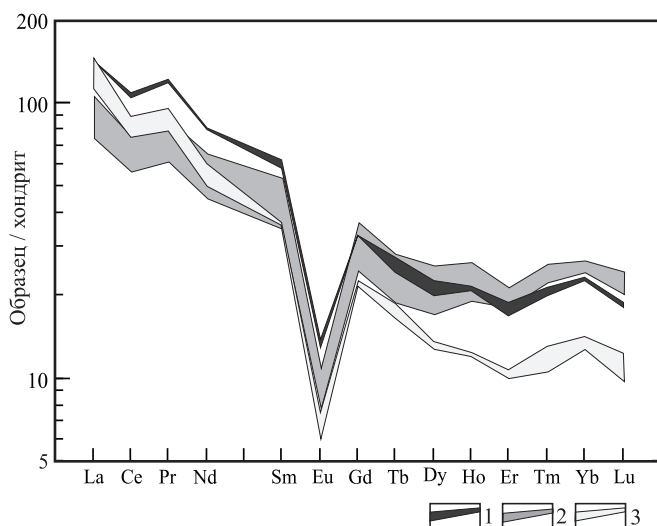


Рис. 3. Распределение нормированных на хондрит [Haskin, 1984] содержаний редкоземельных элементов в лейкократовых породах Хангилайского рудного узла: 1 — трахидацииты; 2 — трахириолиты; 3 — граниты Хангилайского интрузива

риффея ($R_{3on_{1-3}}$), и приурочены, как правило, к одной системе разрывных нарушений северо-западного простирания. При этом спессартиты имеют значительно большую распространенность по сравнению с керсантами. Обе разновидности образуют маломощные дайковые тела с четкими секущими контактами, однако для спессартитов характерна большая мощность (2—5 м) в отличие от керсантитов (0,5—1,5 м). Оба типа лампрофиров выделяются порфириформной, призматически зернистой или микропризматически зернистой (лампрофировой) структурой. Для керсантитов также свойственна псевдосферолитовая структура. Текстура пород массивная, реже неоднородная. При схожести структурно-текстурных особенностей минеральный состав пород существенно различен.

Керсантиты состоят из фенокристаллов (7—8 %), представленных моноклинным пироксеном — эндиопсидом [Годовиков, 1983], и основной массы, сложенной тонкими чешуями флогопита (30 %) и изометричными зернами эндиопсида (20—24 %). Промежутки между темноцветами выполнены агрегатом сферолитоподобных образований размером от 0,06 до 0,30—0,50 мм, состоящих из радиально-лучистых срастаний калиевого полевого шпата и альбита.

Спессартиты сложены фенокристаллами (20—25 %), представленными крупными (до 4—5 мм) удлиненными призмами амфибола — паргасита и паргаситовой роговой обманки и, в меньшей степени, лейстами альбита (An № 7—8). Кислый состав плагиоклаза обусловлен, вероятно, деанортитизацией, так как в продуктах его разложения установлены серицит, соссюрит, карбонат и эпидот, характерные для более основного плагиоклаза. Основная масса состоит из альбита (An № 7), амфибола (паргаситовая и эденитовая роговая обманка). Плагиоклаз интенсивно замещается калиевым полевым шпатом.

Петрохимический состав (см. табл. 1) керсантитов и спессартитов сходен, однако существенные различия проявляются в содержании кремнекислоты (массовая доля SiO_2 : для керсантитов — $46,13 \pm 0,57$ %; для спессартитов — $51,74 \pm 1,06$ %), а также магния MgO ($13,94 \pm 0,62$ и $10,16 \pm 1,07$ % соответственно). Обе разновидности лампрофиров характеризуются высокой магнезиальностью $Mg\#$ (73,45 — для керсантитов и 71,20 — для спессартитов) и низкой железистостью f_0 (41,71 и 44,48 соответственно). Геохимический состав рассматриваемых пород весьма сходен (см. табл. 2, 3, рис. 4, 5). Однако керсантиты характеризуются большими концентрациями совместимых элементов (Cr — до 559 ppm; Ni — до 390 ppm; V — до 116 ppm) по сравнению со спессартитами (Cr — до 300 ppm; Ni — до 200 ppm; V — до 100 ppm) при сопоставимых содержаниях несовместимых редких элементов (Zr — 180—220 ppm; Y — 25—27 ppm; Nb — 10—14 ppm)

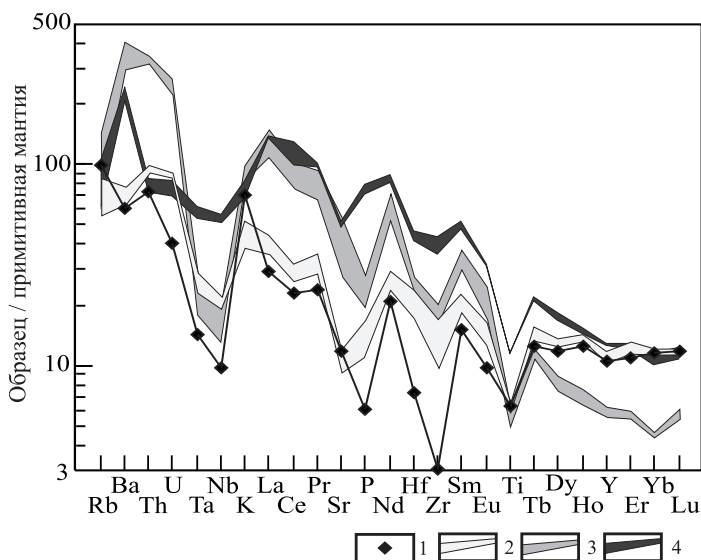


Рис. 4. Распределение нормированных на состав примитивной мантии [Sun, 1989] содержаний малых элементов в породах базитового ряда Хангилайского рудного узла:

- 1 — габброиды штоков Инкижин; 2 — диабазы;
3 — группа лампрофиров; 4 — долериты

за исключением бария, содержание которого в керсантитах выше (до 2780 ppm), чем в спессартитах (до 2100 ppm). Лампрофиры характеризуются высоким содержанием редкоземельных элементов (см. табл. 3, ΣREE — от 325 ppm для керсантитов до 420–450 ppm для спессартитов) с отчетливо дифференцированным спектром их распределения (см. рис. 5, $(\text{La}/\text{Yb})_n$ — 20 и 25–26 соответственно). При этом спессартиты выделяются большей суммой LREE (375–400 ppm), чем керсантиты (287 ppm). В общем, лампрофиры характеризуются ярко выраженным обогащением LILE на фоне низкого содержания HFSE. Кроме того, важно отметить резкие отрицательные аномалии по Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, HREE (см. рис. 4).

Диабазы. Проявлены в западной части рудного узла, в зоне сочленения отложений девон-каменноугольного возраста ($D-C_1zs$) и рифея (R_{3on1-3}), граница между которыми проходит по региональному глубинному разлому северо-западного простирания. Диабазы слагают мощное (до 200 м мощности) крутопадающее (угол падения на юго-запад 70–75°) силлоподобное тело, прослеженное до 5 км по простиранию, положение которого контролируется системой разрывных

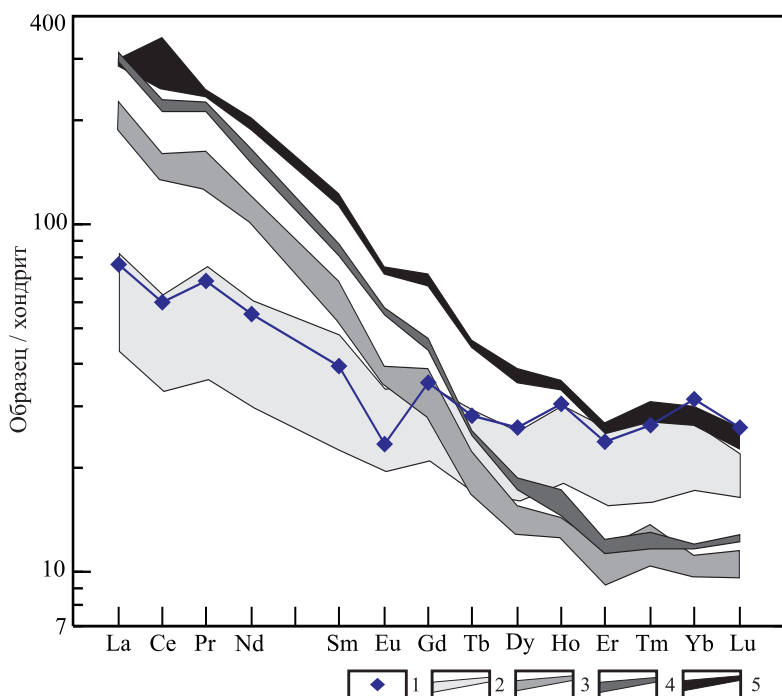


Рис. 5. Редкоземельные элементы, нормированные на хондрит [Haskin, 1984], в породах базитового ряда Хангилайского рудного узла:

- 1 — габброиды штоков Инкижин; 2—5 — породы дайкового комплекса (2 — диабазы; 3 — керсантиты; 4 — спессартиты; 5 — долериты)

нарушений северо-западного простираия. В геологическом смысле это тело является своего рода покрывшкой для Орловского массива Li—F гранитов. С вмещающими породами наблюдаются отчетливые рвущие контакты. Породы силла черные плотные, структура мелкозернистая, гетерогранонематобластовая, реликтовая, порфиroidная, текстура неоднородная, массивная. Породы метаморфизованы, что выражается в замещении первичной паргаситовой роговой обманки эденитом, а также в грануляции плагиоклаза. Такие изменения могли, вероятно, возникнуть при динамометаморфических преобразованиях. Минеральный состав: первичные минералы — паргаситовая роговая обманка (20—25 %), плагиоклаз (до 40 %, характеризуется зональностью: центр — An № 56—61, периферия — An № 47—50); вторичные минералы — эденит (30—35 %), биотит (в контактовых с гранитами зонах; до 5—10 %).

Диабазы характеризуются в основном сходными со спессарти-тами концентрациями петрогенных элементов (см. табл. 1), однако в них существенно понижено содержание магния (массовая доля MgO $5,81 \pm 0,31$ %) и, напротив, повышено содержание алюминия Al_2O_3 ($16,17 \pm 0,11$ %) и железа FeO^* ($9,47 \pm 0,35$ %). В отличие от остальных базитовых пород региона в диабазах отчетливо проявлена щелочность натровой специализации (массовая доля Na_2O $3,48 \pm 1,48$ % при K_2O $1,20 \pm 0,01$ %). Существенное отличие диабазов от группы лампрофиров наблюдается при рассмотрении содержания малых элементов (см. табл. 2, рис. 4). Так, диабазы имеют низкие концентрации совместимых элементов (Cr — до 177 ppm; Ni — до 50 ppm; V — до 200 ppm) и сопоставимое или более высокое содержание несовместимых элементов (Zr — до 190 ppm; Y — до 54 ppm; Nb — 15 ppm) за исключением бария (до 418 ppm). В целом спектр распределения малых элементов диабазов характеризуется наименьшей среди рассматриваемых базитовых пород дифференцированностью и отличается пониженным содержанием LIL-элементов при, напротив, больших концентрациях HFS-элементов, сопоставимых с долеритами. Для диабазов характерны наименьшая ΣREE (до 190 ppm) и наименее дифференцированный спектр их распределения (см. табл. 3, рис. 5, $(\text{La/Yb})_n$ — 3,3). При этом важно отметить, что петрогеохимический состав, а также характер распределения малых элементов диабазов весьма сходен с таковым для субщелочных габброидов малых штоков Инкижин (см. рис. 4, 5), приуроченных к той же системе разрывных нарушений (см. рис. 1).

Долериты. Представлены черными плотными среднезернистыми породами, формируют субвертикальные маломощные (до 5—12 м) дайки преимущественно меридионального или северо-западного простирания. Дайки долеритов проявлены в западной части рудного узла и прорывают слабометаморфизованные алевропесчаные отложения зун-шивиинской свиты девон-каменноугольного возраста ($D-C_1zs$), а также тела трахидацитов и трахириолитов. Кроме того, долериты документируются в поле развития гранитов Орловского и Хангилайского массивов в виде небольших (до 3—5 м) «пятнообразных» выходов, вскрытых разведочными канавами. Для долеритов характерна офитовая структура и массивная текстура. Породы состоят из беспорядочно расположенных лейст неясно-зонального плагиоклаза (60—70 %) и темноцветных минералов — авгита (10—30 %), флогопита (3—5 %), оливина (2—3 %). Характерно значительное количество рудных минералов (3—10 %), представленных пиритом и сростками ильменита и титаномagnetита.

По петрогеохимическому составу долериты существенно отличаются от рассмотренных пород базитового ряда (см. табл. 1, рис. 4). Для них характерно максимальное содержание титана и железа ($2,35 \pm 0,01$ % TiO_2 , $12,92 \pm 2,37$ % FeO^*) при минимальном содержании магния (массовая доля MgO $5,59 \pm 2,84$ %). Массовая доля SiO_2 составляет в среднем 48,18 %. Долериты максимально обогащены несовместимыми элементами (см. табл. 2, Zr — до 540 ppm; Y — до 62 ppm; Nb — до 43 ppm; ΣREE — до 583 ppm; Ba — до 1688 ppm) и, напротив, характеризуются минимальными концентрациями совместимых элементов (Cr — 40—60 ppm; Ni — 20—35 ppm; V — до 180 ppm). Спектры распределения редкоземельных элементов отчетливо дифференцированы ($(\text{La/Yb})_n = 10$) при слабо выраженном европиевом минимуме (см. табл. 3, рис. 5, $(\text{Eu/Eu}^*)_n = 0,83\text{--}0,86$).

Таким образом, по минеральному и петрогеохимическому составу в дайковых комплексах модельного Хангилайского редкометального рудного узла в Восточном Забайкалье установлены четыре главные группы даек, включающие в себя следующие разновидности пород: высококалиевые трахидациты и трахириолиты, группа лампрофиров (керсантиты и спессартиты), диабазы, долериты.

Изотопная геохронология пород дайковых комплексов

В решении проблем петрогенезиса редкометальных рудно-магматических систем исключительно важным аспектом является изучение возрастных соотношений этих систем с сопряженным интрузивным магматизмом, в том числе с породами дайковых комплексов. Поэтому возникает необходимость оценки возрастных соотношений магматических образований в пределах рассматриваемого рудного узла.

Для изучения возрастных соотношений пород дайковых комплексов в ареале Хангилайского редкометального рудного узла использовались Rb—Sr и Sm—Nd методы датирования по валовым пробам пород и породообразующим минералам, а также U—Pb метод датирования по цирконам.

Трахидациты и трахириолиты. Изучение Rb—Sr изотопной системы в породообразующих минералах и породе в целом (см. табл. 4, проба О-901) показывает отсутствие между ними изохронной зависимости (см. рис. 6, а, возраст 141 ± 71 млн. лет при статистическом параметре $\text{СКВО} = 229$). Можно предполагать, что посткристаллизационные процессы привели к полному разрушению начальной Rb—Sr изохронной зависимости. В связи с этим нами использован U—Pb метод датирования по цирконам. Исследования проводились на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения с масс-спектрометрическим

**Rb—Sr изотопные данные по валовым пробам и минералам для пород
дайковых комплексов Хангилайского рудного узла**

Номер образца	Возраст	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	+/-2σ	IR(Sr)
Плутонические образования							
907 вал	320	79,50	225,5	1,020	0,709603	3	0,704957
907 амфибол		2,595	18,56	0,404	0,706782	5	
907 плагиоклаз-1		33,48	295,7	0,328	0,708025	3	
907 плагиоклаз-2		17,38	253,3	0,198	0,707791	4	
Дайковые комплексы							
901 вал	235	413,3	58,15	20,67	0,758758	15	0,68967*
901 КППШ		559,9	106,1	15,32	0,748183	16	
902 амф + бт		207,7	17,85	33,87	0,777916	6	
902 плагиоклаз		42,94	45,63	2,722	0,715389	9	
801 вал	149	68,37	943,3	0,2094	0,706091	6	0,705647
801 плагиоклаз		94,43	1607	0,1698	0,706034	5	
801 слюда-1		95,97	357,9	0,7758	0,707345	17	
801 слюда-2		243,9	185,9	3,796	0,713705	5	
801 пироксен		11,52	137,9	0,2414	0,706425	5	
824 вал	153	76,69	406,3	0,5455	0,707624	8	0,706438
824 слюда		280,0	271,6	2,983	0,712858	11	
824 плагиоклаз		61,13	939,4	0,1882	0,706725	10	
824 пироксен		10,73	212,8	0,1459	0,706700	5	
826 вал	153	10,61	1038	0,0296	0,706574	4	0,706509
826 амфибол		17,98	935,6	0,0555	0,706415	20	

Примечание. Исследование выполнено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГГД РАН на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON TI; 907 — габброиды штоков Инкижин; 901 — трахириолит; 902 — трахидацит; 801 — долерит; 824 — керсантит; 826 — спессартит; * — расчетное значение IR(Sr) на возраст 235 Ma.

окончанием SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) для локального изотопного анализа. В результате установлено, что все точки ложатся на конкордию и определяют возраст формирования трахириолитов $235,4 \pm 2,4$ млн. лет при СКВО, равном 0,79 (табл. 5, рис. 6, б).

Используя полученный возраст формирования трахириолитов, можно проинтерпретировать Rb—Sr изотопные данные в целях установления первичного изотопного отношения стронция. Проводя линию сравнения ($t = 235$ Ma) через точку, соответствующую породе в целом (см. рис. 6, а), получаем *недопустимо* низкое значение первичного отношения стронция — 0,68967.

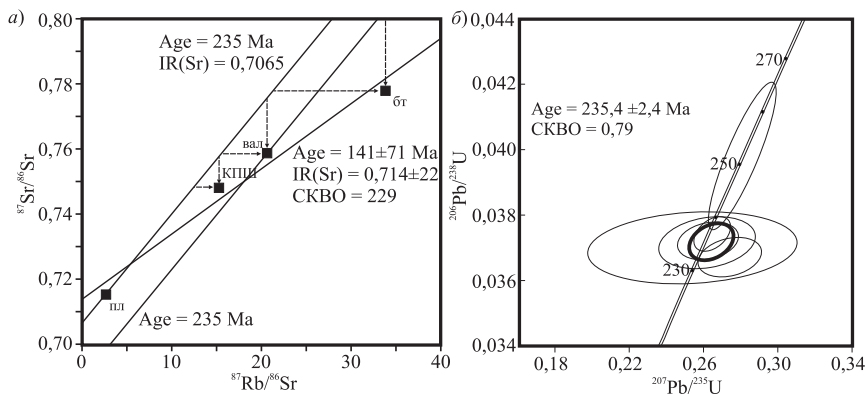


Рис. 6. Rb—Sr и U—Pb системы в трахириолитах (проба О-901):

а — отсутствие изохронной зависимости на минеральном и породном уровне в трахириолитах (стрелки — возможные смещения точек); б — диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для цирконов из дайки трахириолитов (жирный овал — среднее значение для шести точек)

Такой результат свидетельствует о нарушении Rb—Sr изотопной системы не только на минеральном, но и на породном уровне, то есть система была открыта. В наиболее простом случае можно предполагать потерю радиогенного стронция. Это свидетельствует о бесперспективности использования Rb—Sr изотопной системы для изохронного датирования трахириолитов путем использования образцов породы в целом. Поскольку положение фигуративной точки плагиоклаза достаточно стабильно, что вполне можно допустить для открытой системы, следует провести линию сравнения $t = 235$ млн. лет через точку плагиоклаза (см. рис. 6, а). Как будет показано далее, полученное нижнее пересечение (0,7065) вполне реально. Более того, степень отклонения точек калиевого полевого шпата и биотита от линии сравнения, соответствующая потере радиогенного стронция, отвечает меньшей потере для калиевого полевого шпата и большей для биотита, что не противоречит практике работы с Rb—Sr изотопной системой.

Группа лампрофиров. Исходя из геологических данных (приуроченность к одной системе разрывных нарушений и пространственная совмещенность) предполагалось, что дайки керсантитов и спессарти-тов характеризуются близким возрастом или даже одновременностью формирования. Датирование Rb—Sr методом проводилось по поро-дообразующим минералам и валовым пробам пород. Результаты изу-чения Rb—Sr изотопной системы для керсантитов (проба О-824) и спессарти-тов (проба О-826) указывают в целом на соответствие

Результаты U—Pb—Th изотопных исследований цирконов из трахириолитов (проба О-901) ареала Хангайского рудного узла

№ п/п	Характеристика циркона	Содержа- ние, ppm		Th/U	Изотопные отношения			Возраст, млн. лет			Дискор- дантность, %
		U	Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	
1.1	Однородный, вершина	185	55	0,31	0,0511±32	0,0372±5	0,262±17	235,2±3,2	245±150	259±20	4
1.2	Однородный, вершина	711	184	0,27	0,0512±10	0,0398±15	0,281±12	251,6±9,4	248±49	233±11	— 1
1.3	Однородный, вершина	96	76	0,81	0,0498±74	0,0370±7	0,254±38	234,2±4,5	185±340	245±18	— 27
1.5	Однородный, центр	259	24	0,10	0,0511±20	0,0372±4	0,262±11	235,5±2,4	248±93	326±25	5
1.6	Однородный, край	593	100	0,17	0,0513±11	0,0374±3	0,265±7	236,9±2,2	254±54	243±12	7
1.7	Однородный, вершина	237	65	0,28	0,0541±21	0,0367±4	0,274±12	232,5±2,5	377±91	270±14	38

Примечание. Исследование выполнено на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения с масс-спектрометрическим окончанием SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ); ошибка в пределах 1σ; поправка на обычный свинец по измеренному ^{204}Pb .

изохронной модели ($t = 152,2 \pm 6,5$ млн. лет при $IR(Sr) = 0,706405 \pm 99$ и статистическом параметре СКВО = 1,9). Однако фигуративная точка, соответствующая валовой пробе спессартита, немного смещена вверх от линии изохроны (рис. 7). Такое смещение можно объяснить следующим образом: при столь высоких концентрациях стронция и, напротив, малых концентрациях рубидия даже незначительная добавка стронцийсодержащего вещества смещает фигуративную точку вверх. В данном случае в качестве источника стронция будем считать вторичное карбонатное вещество, которое в незначительных количествах обнаружено при изучении шлифов спессартитов. Убрав из рассмотрения валовую пробу спессартита, для пяти фигуративных точек получаем значение возраста, равное $153,3 \pm 3,8$ млн. лет, $IR(Sr) = 0,706373 \pm 58$ при СКВО = 0,87, что вполне соответствует изохронной модели. Таким образом, на основе проведенных исследований можно говорить об одновременном внедрении даек керсантинов и спессартитов во временном интервале $153,3 \pm 3,8$ млн. лет.

Долериты. Результаты исследования Rb—Sr изотопной системы в породообразующих минералах и образце валовой пробы долеритов (проба О-801) указывают на наличие изохронной зависимости на минеральном уровне и отражают возраст их формирования, равный $149,1 \pm 3,4$ млн. лет, $IR(Sr) = 0,705672 \pm 69$ при СКВО = 0,26 (рис. 8). Следует отметить, что фигуративная точка, соответствующая составу пироксена, не ложится на изохрону и смещена от нее вверх. При ис-

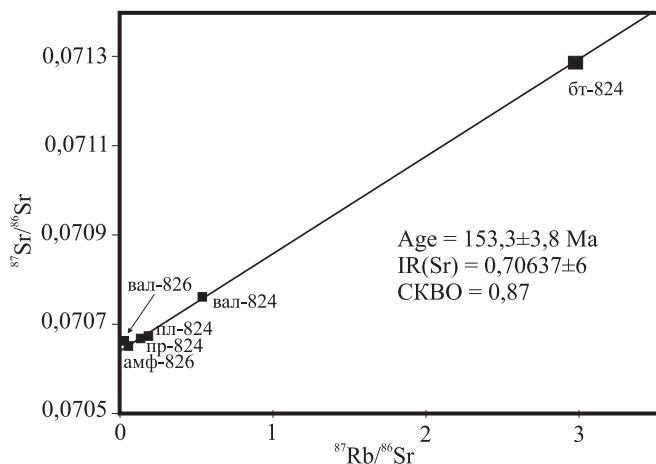


Рис. 7. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для даек керсантинов (проба О-824) и спессартитов (проба О-826) Хангилайского рудного узла

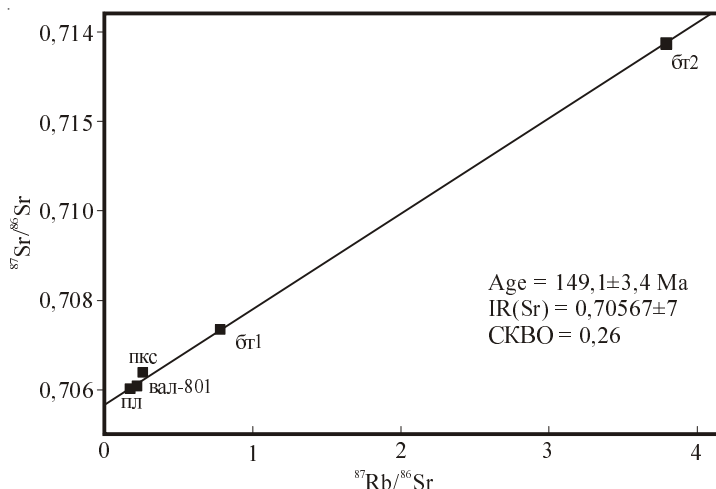


Рис. 8. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для породообразующих минералов и валовой пробы породы дайки долеритов (проба О-801) Хангилайского рудного узла

пользовании точки состава пироксена в расчетах увеличивается ошибка определения возраста — $147,6 \pm 9,5$ млн. лет (при $\text{CKBO} = 5,2$), хотя значение возраста в пределах погрешности меняется слабо. Это указывает на несоответствие изохронной модели и о нарушении Rb—Sr изотопной системы в минерале, которое, вероятно, можно объяснить аутометасоматическими изменениями, проявленными в замещении пироксена амфиболом актинолит-тремолитового ряда и тонкочешуйчатым хлоритом в ассоциации с карбонатом, что и обуславливает смещение фигуративной точки вверх.

Установленный возраст долеритов $149,1 \pm 3,4$ млн. лет не согласуется с возрастом вмещающих их гранитов Орловского и Хангилайского массивов, который определен U—Pb методом по цирконам и равен $139,9 \pm 1,9$ млн. лет [Абушкевич, 2006]. Кроме того, этот возраст не согласуется с указанным на известных геологических картах [Гребенников, 1995; Кривицкий, 2001], где долериты относятся к раннемеловому возрасту. В то же время собственные геологические наблюдения показывают, что места проявления долеритов в пределах гранитов весьма локальны, хаотичны, не имеют выраженной линейности, четкие секущие контакты с гранитами отсутствуют. Учитывая эти наблюдения и результаты датирования пород, можно предположить ксенолитную природу долеритов, захваченных гранитами Орловского и Хангилайского массивов на магматической стадии.

Диабазы. Непосредственно оценить возраст формирования диабазов, формирующих мощное силлоподобное тело, «перекрывающее» граниты Орловского массива, на основе Rb—Sr изотопного датирования не представляется возможным из-за интенсивно проявленных метасоматических изменений, практически полностью затушевывающих первичный облик породы, вызванных, вероятно, как более ранней термальной историей, так и моментом формирования гранитоидов Хангилайского интрузива (140 Ma). Однако, как отмечалось ранее, развитые в пределах рассматриваемого рудного узла габброиды штоков Инкижин (см. рис. 1) и диабазы имеют схожие концентрации петрогенных и малых элементов, характер их распределения, близкое геологическое положение. Таким образом, можно сделать предположение о схожем возрасте (или одновременности) формирования диабазов и габброидов.

Для датирования Rb—Sr методом из пробы габброидов штоков Инкижин (проба О-907) были выделены породообразующие минералы: две монофазии плагиоклаза и первично-магматический амфибол. Как и предполагалось, фигуративные точки составов минералов и породы в целом не соответствуют изохронной модели ($t = 178 \pm 420$ при СКВО = 266, рис. 9). Предполагая большую устой-

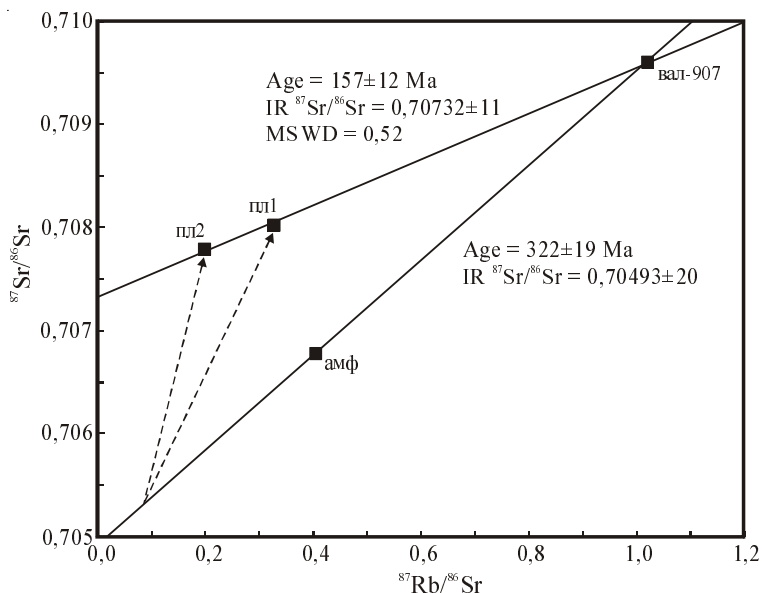


Рис. 9. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для минералов и валовой пробы породы габброидов штока Инкижин (проба О-907) ареала Хангилайского рудного узла

чивость амфибола к термальным воздействиям по сравнению с плагиоклазом, построим двухточечную изохрону амфибол — валовая проба. Такое построение дает возраст 322 ± 19 млн. лет, что согласуется с каменноугольным возрастом этих пород по геологической карте региона [Кривицкий, 2001]. В то же время точки составов плагиоклазов оказываются сильно смещены вверх от линии 322 Ма. В данном случае плагиоклаз, вероятно, являлся акцептором радиогенного стронция, в то время как его донором могли быть биотит (до 5 % объема породы) и калиевый полевошпат (до 2—3 % объема породы). Такое перераспределение, скорее всего, вызвано термальным воздействием, что привело к переуравновешиванию Rb—Sr изотопной системы этих минералов и образованию между ними новой изохронной зависимости возрастом 157 ± 12 млн. лет при СКВО = 0,52, однако, при условии замкнутости системы. Важно отметить, что полученное время переуравновешивания Rb—Sr изотопной системы в пределах погрешности совпадает с проявлением интенсивного лампрофирового магматизма в регионе ($153,3 \pm 3,8$ млн. лет).

Для подтверждения предположения о возрасте формирования габброидов штоков Инкижин (322 млн. лет) нами была задействована Sm—Nd изотопная система. Двухточечная изохрона амфибол — валовая проба (О-907) определяет возраст 346 ± 30 млн. лет. Таким образом, совпадающие в пределах погрешности данные Rb—Sr и Sm—Nd изотопных систем габброидов штоков Инкижин дают основания с определенной долей условности полагать, что формирование этих пород происходило в интервале времени 320 ± 20 млн. лет.

На основании приведенных выше геохронологических данных для габброидов штоков Инкижин, а также опираясь на ранее приведенные геологические факты, мы можем принять возраст формирования силлоподобного тела диабазов схожим с таковым для габброидов, а именно 320 млн. лет.

Таким образом, на основе изучения Rb—Sr, Sm—Nd и U—Pb изотопных систем установлен возраст формирования выделенных групп пород дайкового комплекса. Наиболее древними магматическими породами рассматриваемого рудного узла являются диабазы — 320 млн. лет (?), а также высококалиевые трахидациты и трахириолиты — $235,4 \pm 2,4$ млн. лет; для лампрофиров (керсантиты, спессартиты) установлен синхронный возраст образования, который составляет $153,3 \pm 3,8$ млн. лет; долериты сформировались в интервале $149,1 \pm 3,4$ млн. лет.

Оценка источников плавления и физико-химических условий кристаллизации пород дайковых комплексов

Одним из важных аспектов исследования пород дайковых комплексов является оценка глубин и температур магмагенерации (P – T -параметров) и источников (компонентов) плавления.

Основные породы. Для решения поставленной задачи первоначально необходимо было оценить геодинамические режимы формирования рассматриваемых пород на основе сопоставления их с известными модельными реконструкциями геодинамических обстановок с использованием петрогенных и малых элементов. В результате построений выявились следующие закономерности. Рассматриваемые породы дайковых комплексов (группа лампрофиров, диабазы, долериты) основного состава на диаграмме в координатах $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO}$ [Irvine, 1971] однозначно ложатся в поле известково-щелочных базальтов. Однако при рассмотрении диаграмм, использующих как петрогенные (Al, Mg, Fe, Ti, Mn, P, Na, K) [Pearce, 1975, 1977; Mullen, 1983], так и малые элементы (Th, Hf, Ta, Nb, Zr, Y, Sr) [Pearce, 1973; Wood, 1980; Meschede, 1986], фигуративные точки составов диабазов преимущественно попадают в поля наиболее примитивных пород, соответствующих базальтам срединно-океанических хребтов (MORB). Точки составов пород группы лампрофиров (керсантиты, спессартиты) на диаграммах в большей степени ложатся в поля, соответствующие островодужным обстановкам. Однако на ряде диаграмм, использующих малые элементы, точки составов лампрофиров занимают поля, соответствующие внутриплитным базальтоидам. Фигуративные точки составов долеритов на большинстве используемых диаграмм попадают в поля внутриплитных базальтов и их дифференциатов (рис. 10).

Таким образом, на основании проведенных построений в рассматриваемом регионе мы фиксируем «наследование» геодинамических режимов формирования базальтоидов от режимов конвергентных границ плит до внутриплитных. Такие представления находят подтверждение при рассмотрении нормализованных на примитивную мантию [Sun, 1989] содержаний малых элементов из рассматриваемых базитовых пород и при сравнении полученных спектров с типовыми спектрами островодужных высокомагнезиальных базальтов Ключевской сопки [Dorendorf, 2000], внутриплитных базальтов Удоканского вулканического поля [Rasskazov, 1997] и базальтов COX обогащенного типа [Sun, 1989] (рис. 11).

Нормализованный на примитивную мантию спектр распределения несовместимых элементов лампрофиров (керсантиты и спессартиты)

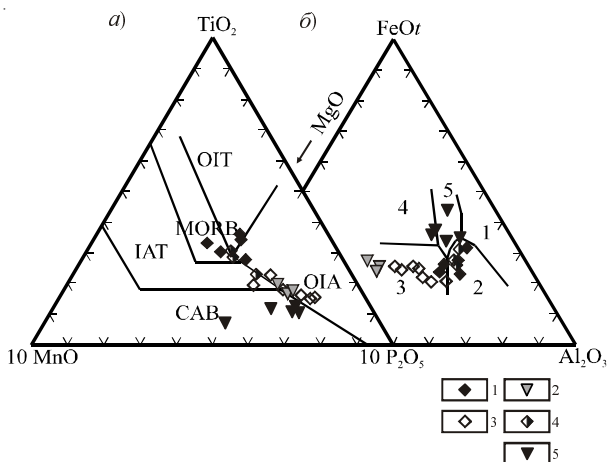


Рис. 10. Положение точек составов пород базитового ряда Хангилайского рудного узла на диаграммах реконструкций геодинамических режимов формирования:

1 — субщелочные габброиды; 2 — керсантиты;
3 — спессартиты; 4 — диабазы; 5 — долериты; *a* — [Mullen, 1983] поля базальтов: MORB — COX; OIT — толеиты океанических островов; IAT — толеиты островных дуг; OIA — щелочных океанических островов; CAB — известково-щелочных; *b* — [Pearce, 1977] поля базальтов: 1 — центров спрединга; 2 — вулканических островных дуг; 3 — океанических хребтов; 4 — океанических островов; 5 — континентальные базальты

практически полностью (по конфигурации) повторяет спектр распределения островодужных высокомагнезиальных базальтов Ключевской сопки (см. рис. 11, *б*). Однако лампрофиры характеризуются значительно большими концентрациями приведенных элементов. Кроме того, из рассматриваемых пород основного состава в них наиболее проявлена Ta—Nb аномалия. Таким образом, можно считать, что в группе лампрофиров (керсантиты и спессартиты) максимально проявлен островодужный компонент. На рис. 11, *в* представлено общее сходство по конфигурации спектров распределения несовместимых элементов долеритов и внутриплитных базальтоидов Удоканского вулканического поля. Однако важно отметить, что на фоне общего сходства резкие различия проявлены в центральной части спектра, а именно в повышенных концентрациях LREE. Это, вероятно, указывает на определенное сходство с базальтами островных дуг (IAB). В отличие от спектров распределения

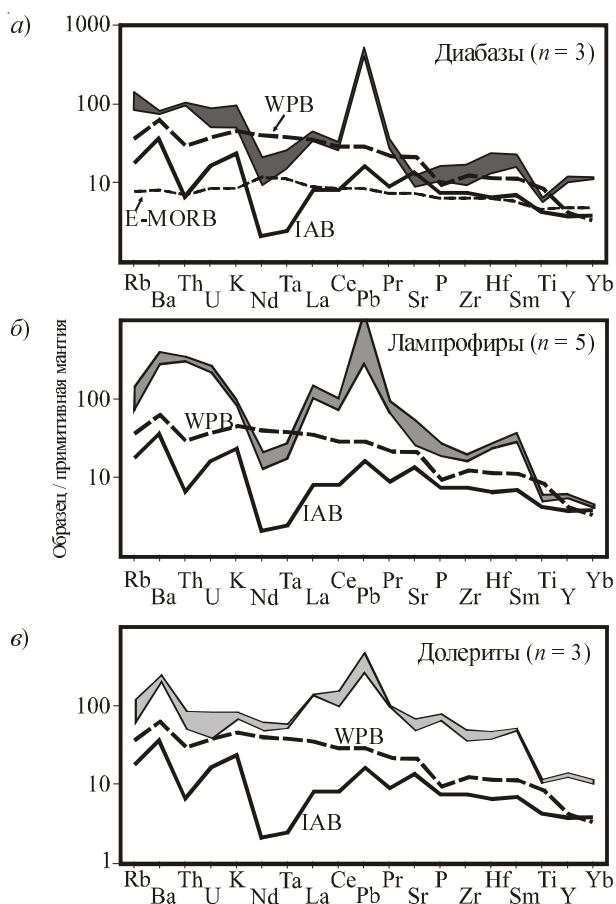


Рис. 11. Сопоставление нормализованных на примитивную мантию спектров распределений малых элементов в породах базитового ряда Хангилайского рудного узла с базальтами классических геодинамических режимов (примитивная мантия и E-MORB — по [Sun, 1989], IAB — по [Dorendorf, 2000], WPB — по [Rasskazov, 1997])

несовместимых элементов всех рассматриваемых пород базитового ряда в долеритах отсутствуют отрицательные аномалии по танталу и ниобию, что роднит их с внутриплитными базальтами. Наряду с этим, отчетливо проявленная положительная аномалия по свинцу и, напротив, отрицательная по титану указывают, вероятно, на примесь верхнекорового материала [Hofmann, 1997] в расплаве, сформировавшем долериты.

Таким образом, в долеритах по петрогеохимическим признакам фиксируется участие как внутриплитного компонента, обеспечивающего высокие концентрации несовместимых элементов, так, скорее всего, и верхнекорового материала. Наиболее неоднозначным с точки зрения интерпретации является спектр распределения несовместимых элементов диабазов (см. рис. 11, *а*). Напомним, что на диаграммах реконструкции геодинамических режимов фигуративные точки составов диабазов в основном тяготеют к полю наиболее примитивных расплавов (MORB), в то время как на ряде диаграмм они соответствуют островодужным базальтам. На рис. 11, *а* достаточно пологий спектр распределения несовместимых элементов диабазов фиксирует определенное сходство со спектром обогащенного типа базальтов COX. Однако следует отметить ряд важных отличий от спектра E-MORB, а именно отчетливо проявленные отрицательные аномалии по танталу и ниобию, а также титану при, напротив, резко положительной аномалии по свинцу. Такие особенности определяют сходство спектра диабазов с островодужными базальтами и тоже указывают на участие доли верхнекорового материала в исходном субстрате [Hofmann, 1997], вероятно захваченного в ходе субдукционных процессов. Учитывая результаты геодинамических построений, анализ спектров распределения несовместимых элементов и сопоставления их с эталонными, а также геологическую ситуацию рассматриваемого района при формировании диабазов, можно предполагать участие как островодужного, так и, скорее всего, более примитивного компонента, близкого к базальтам COX. Кроме того, важно отметить, что в нормализованных спектрах распределения несовместимых элементов всех разновидностей рассматриваемых пород отчетливо проявляется сходство, выраженное в общей положительной аномалии по Pb и отрицательных аномалиях по Ti, Ta и Nb. Такой тип распределения характеризует участие в формировании исходного расплава верхнекорового материала и указывает на источник, соответствующий субконтинентальной литосферной мантии [Sun, 1989; Hofmann, 1997].

Таким образом, наряду с участием в формировании расплавов всех разновидностей рассматриваемых пород верхнекорового материала, в группе лампрофиров максимально проявлен островодужный компонент, в диабазах фиксируется участие как островодужного, так и, вероятно, более примитивного компонента, соответствующего базальтам срединно-океанических хребтов. Это, скорее всего, свидетельствует о пологом характере спектров распределения малых элементов. Максимальное участие внутриплитного компонента, обеспечивающего высокие концентрации несовместимых элементов, отмечается в долеритах.

Однако с учетом возраста формирования рассматриваемых групп пород (диабазы — 320 млн. лет (?), лампрофиры — $153,3 \pm 3,8$ млн. лет, долериты — $149,1 \pm 3,4$ млн. лет), перекрывающихся в пределах погрешности для последних, а также геологических данных, указывающих на отсутствие каких-либо островных дуг и тем более обстановок, близких к СОХ, представление о реальном развитии такого цикла геодинамических режимов маловероятно. Также следует учесть, что лампрофиры относятся к внутриплитным образованиям и не могут соответствовать островодужному режиму формирования. Каким образом в таком случае можно проинтерпретировать результаты, полученные на основании построений диаграмм реконструкций геодинамических режимов формирования и сопоставления спектров распределения несовместимых элементов? В этой связи важно напомнить, что Агинская структурно-формационная зона (СФЗ; в ее пределах находится Хангилайский рудный узел) представляет собой позднепалеозойское аккреционное сооружение, или Агинско-Борщевочную офиолитовую зону [Гусев, 1995]. Она состоит в основном из тектонически совмещенных сиалических и фемических блоков рифейского возраста, островодужных вулканогенно-осадочных толщ девона — нижнего карбона и динамометаморфических образований. Таким образом, с учетом специфики строения Агинской СФЗ выявленная принадлежность рассматриваемых базитовых пород к полям различных геодинамических режимов отражает, по-видимому, различный петрогеохимический состав субстратов, из которых происходило выплавление данных групп пород, или контаминацию этим материалом на магматической стадии, демонстрируя тем самым геохимическую память о предшествующих этапах развития региона.

Расчеты температур кристаллизации, давления и глубины магмагенерации (первичных выплавок) проводились на основании известных геотермометров [Nesbet, 1993; Арискин, 2000] и геобарометров [Hirose, 1993; Abbott, 1994, 1996; Falloon, 1997].

Сложность оценки температур кристаллизации и давления для пород как дайкового комплекса, так и плутонических образований заключается в отсутствии минеральных ассоциаций, обычно используемых для решения подобных задач. В связи с этим основной акцент при решении поставленной задачи был сделан на предложенную в последнее время серию геотермометров минерал—расплав [Арискин, 2000]. Расчет осуществлялся с использованием разработанной А. А. Арискиным программы COMAGMAT V3.52. Оценка глубины магмагенерации и, соответственно, давления проводилась с использованием геобарометров, основными параметрами которых являются

перераспределение петрогенных оксидов и редких элементов породы. Важно отметить, что для проведения подобных расчетов, как температур, так и давлений, нами было сделано допущение, что состав пород рассматриваемых дайковых комплексов соответствует составу исходного расплава.

Расчеты температур кристаллизации, давления и глубины магмагенерации (первичных выплавок) свидетельствуют о различных вертикальных уровнях формирования расплавов. Согласно проведенным расчетам, наиболее глубинными и высокотемпературными мантийными выплавками можно считать керсантиты и долериты и в меньшей степени спессартиты. Керсантиты характеризуются наибольшим диапазоном температур кристаллизации породообразующих минералов — от 1300 °С (пироксен) до 950 °С (плагноклаз) и максимальным давлением (26 кбар) и, следовательно, глубиной магмагенерации, а долериты при том же порядке кристаллизации и сходном давлении первичных выплавок (22—24 кбар) — значительно меньшим диапазоном температур — от 1250 °С (пироксен) до 1050 °С (плагноклаз), что, вероятно, связано с различными режимами внедрения пород и физико-химическими условиями кристаллизации. Наименьшим давлением (11—15 кбар) и глубиной магмагенерации, а также температурами кристаллизации (от 1150 °С) характеризуются диабазы. Кроме того, в них установлен отличный от лампрофиров и долеритов порядок кристаллизации минералов. Таким образом, полученные результаты указывают на то, что образование рассматриваемых групп пород, вероятно, происходило на различных глубинах и соответствует вертикальному ряду магмагенерации.

Кислые породы. На диаграммах реконструкции геодинамических режимов формирования гранитоидных магм [Pearce, 1984; Batchelor, 1985; Maniár, 1989] кислые породы дайкового комплекса в пределах Хангилайского рудного узла, представленные трахидациитами и трахириолитами, ложатся в поле, соответствующее постколлизийным обстановкам (рис. 12). Для сравнения используются данные для всей совокупности кислых пород в пределах рассматриваемого рудного узла, к которым относятся субщелочные граниты сопки Барун-Убжигой и граниты Хангилайского интрузива [Сырицо, 2002, 2005, Баданина, 2008]. Так, фигуративные точки составов, соответствующие гранитам этих массивов, также преимущественно попадают в поле постколлизийных гранитов. Кроме того, основываясь на результатах определения возраста для трахидациитов и трахириолитов (235 млн. лет), можно предположить, что такие породы фиксируют завершение более раннего (позднегерцинского) этапа магматической активизации [Гусев, 1995] в пределах рассматриваемого региона.

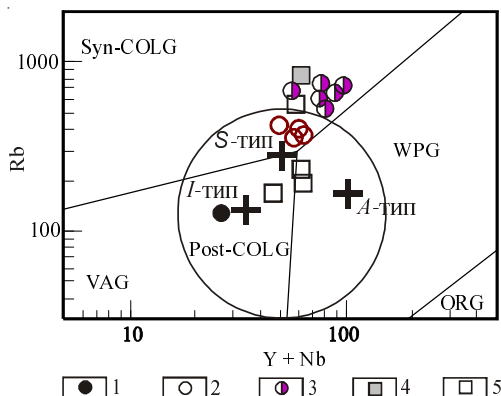


Рис. 12. Положение точек составов пород гранитного ряда Хангилайского рудного узла на диаграмме реконструкции геодинамических режимов формирования гранитоидов [Pearce, 1984] (положение *I*, *S* и *A*-типов гранитов — по [Whalen, 1987]):

- 1 — субщелочные граниты сопки Барун-Убжигой; 2 — граниты Хангилайского массива; 3 — граниты Орловского массива;
- 4 — трахидациты; 5 — трахириолиты

Представление о составе субстрата и степени участия мантийного и корового компонентов для кислых пород дают известные диаграммы [Whalen, 1987; Maeda, 1990; Eby, 1992], основанные на распределении петрогенных и малых элементов. Результаты проведенных построений свидетельствуют о том, что в ряду пород от субщелочных гранитов до кислых дайковых пород наблюдается достаточно устойчивое соответствие как одному геодинамическому режиму формирования, так и составу субстрата (рис. 13). Так, субщелочные граниты сопки Барун-Убжигой фиксируют переход к постколлизийному режиму. При этом фигуративные точки составов последних ложатся в общее поле, соответствующее смешанному *I*—*S*-типу гранитов (см. рис. 13, а), в то время как отчетливое соответствие гранитам *S*-типа представлено на рис. 13, б. Граниты Хангилайского интрузива, а также дайки трахидацитов и трахириолитов, соответствующие разным временным этапам развития региона, вероятно, фиксируют завершающие этапы коллизийных процессов и соответствуют постколлизийному режиму формирования (см. рис. 12). Однако некоторые отличия фиксируются в составе субстрата для этих пород. Так, трахи-

дациты и трахириолиты имеют существенно коровую природу, так как на всех диаграммах точки их составов однозначно ложатся в поля, соответствующее *S*-типу гранитов, в то время как составы гранитов Хангилайского интрузива занимают промежуточное положение между полями пород *S*- и *A*-типов гранитов, однако с большим тяготением к коровому составу субстрата и полю развития пород *S*-типа (см. рис. 13, б).

Для оценки температур кристаллизации трахириолитов и трахидацитов нами использовались стандартные методы. Невозможность применения программы COMAGMAT V3.52 определяется использованием геотермометров минерал—расплав исключительно к породам базитового ряда [Арискин, 2000].

Для определения температуры кристаллизации полевых шпатов использовался метод двуполевошпатового геотермометра Стормера, дополненного Л. Л. Перчуком (1993). По результатам построений можно отметить, что точки составов сосуществующих пар полевых шпатов, как вкрапленников, так и основной мелкозернистой массы, ложатся в область чрезвычайно низких для магматического процесса температур — 450—480 °С (вкрапленники), 420—450 °С (основная мелкозернистая масса) [Абушкевич, 2005]. Полученные данные согласуются с положением точек составов полевых шпатов на тройной диаграмме *Ab—An—Or* с вынесенными линиями изотерм. Такие температуры кристаллизации, вероятнее всего, отражают этап метасоматического преобразования пород.

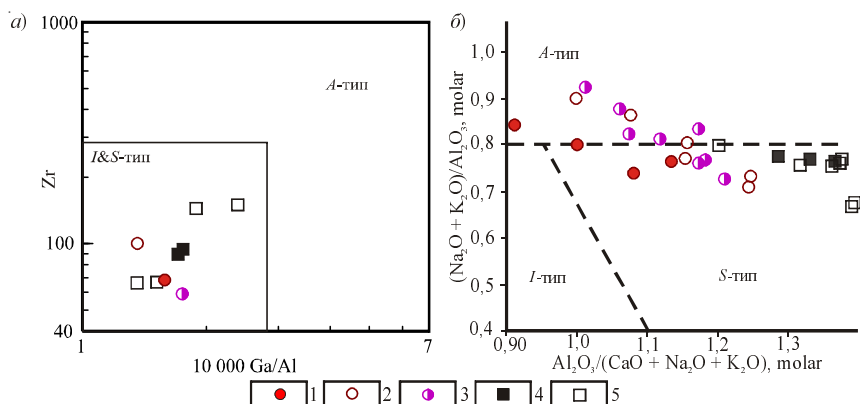


Рис. 13. Оценка состава субстрата пород дайкового комплекса и plutонических образований (а) гранитного состава Хангилайского рудного узла на диаграммах по [Whalen, 1987] и соотношения щелочей и глинозема по [Maeda, 1990] (б) (условные обозначения см. на рис. 12)

Оценка температур кристаллизации слюд трахидацитов проводилась по химическому составу минерала на основе диаграммы в координатах глиноземистость—железистость [Иванов, 1970] (с вынесенными изотермами) и Fe^{2+} — Fe^{3+} —Mg [Негрей, 1983], построенной по экспериментальным данным [Wones, 1965]. По результатам построенной температура кристаллизации минерала соответствует интервалу 700—750 °C при $\lg f\text{O}_2 = -15,3 \dots -15,7$ [Абушкевич, 2005].

Наиболее достоверные значения температур кристаллизации рассматриваемых пород были получены на основе изучения расплавных включений в кварце. Исследования проводились в Геологическом центре города Потсдам (Германия) и показали, что температура начала кристаллизации трахидацитов и трахириолитов соответствует температуре полной гомогенизации расплавных включений в кварце (730—750 °C) при заданном давлении 2 кбар [Badanina, 2006]. Следует отметить, что температура гомогенизации расплавных включений совпадает с полученной температурой кристаллизации слюд. Рассчитанная глубина кристаллизации пород составляет 3—5 км, что не противоречит общим представлениям о происхождении рассматриваемых пород. Кроме того, при изучении расплавных включений в кварце был зафиксирован значительный дефицит суммы анализов гомогенизированных стекол, который составлял 6—7 мас. % [Там же]. Высокая водонасыщенность первичных расплавов обуславливает относительно низкие температуры кристаллизации и малую глубину магмагенерации трахидацитов и трахириолитов.

Изотопная геохимия пород дайковых комплексов

В целях оценки источника вещества, а также степени мантийно-корового взаимодействия изучены Rb—Sr и Sm—Nd изотопные системы пород дайковых комплексов модельного объекта (см. табл. 4—6, рис. 14, 15).

Диабазы и габброиды штоков Инкижин. Диабазы характеризуются максимальным среди рассматриваемых пород значением $\epsilon\text{Nd}(322)$ (+2,9) и относительно невысоким модельным возрастом протолита ($T_{\text{DMI}} = 1089$ млн. лет). Габброиды фиксируют меньшее значение величины $\epsilon\text{Nd}(322)$ (–0,6) и более древний, по сравнению с диабазами, возраст протолита ($T_{\text{DMI}} = 1507$ млн. лет), который, вероятно, можно объяснить примесью более древнего корового материала. Сочетание полученных данных для диабазов с их петрогеохимическими особенностями позволяет предполагать максимальное участие деплетированной ювенильной составляющей (источник, близкий к DM (?)) при формировании расплавов этих пород (см. рис. 14, 15). Важно отметить, что первичное отношение стронция ($\text{IR}(\text{Sr})$) мы принима-

**Sm—Nd изотопные данные для пород дайковых комплексов
Хангилайского рудного узла**

Номер образца	Возраст	Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	T_{DMI}
<i>Породы дайковых комплексов</i>									
O-830	320*	6,651	27,08	0,1484	0,512685	14	0,9	2,9	1089
O-901	235	5,242	21,43	0,1478	0,512249	16	-7,6	-6,1	2082
O-826	153	10,09	60,23	0,1013	0,512356	8	-5,5	-3,6	1079
O-801	149	14,58	76,55	0,1151	0,512553	7	-1,7	-0,1	925
<i>Породы плутонических образований</i>									
O-907	320	5,414	22,01	0,1487	0,512508	2	-2,5	-0,6	1507
907амф		15,54	56,94	0,1650	0,512545	2	—	—	—
<i>Вмещающие породы (сланцы, метариолиты)</i>									
O-1025	140**	4,321	20,89	0,1250	0,512217	4	-8,2	-6,9	1604
O-1037	140**	5,991	23,38	0,1549	0,512153	3	-9,5	-8,7	—

Примечание. Исследование выполнено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI; номерами обозначены пробы пород: O-830 — диабаз; O-907 — габброиды штоков Инкижин; 907амф — амфибол габброидов; O-826 — спессартит; O-801 — долерит; O-901 — трахириолит; O-1025 — сланец; O-1037 — метариолит; * — возраст формирования диабазов взят условно на основании геологических данных; ** — расчет $\epsilon\text{Nd}(T)$ на возраст формирования гранитоидов Хангилайского рудного узла.

ем условно равным 0,7045. Это, в общем, не противоречит магматической последовательности и положению точек состава в соответствующих квадрантах на рис. 14 [Фор, 1989]. Габброиды фиксируют близкое значение первичного отношения стронция, равное $0,70493 \pm 20$.

Исходя из полученных данных (значений ϵNd и T_{DMI}) можно предположить, что расплав габброидов испытал большую степень контаминации коровым веществом по сравнению с расплавом диабазов. Для расчета значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ диабазов мы принимаем возраст их формирования равным 320 млн. лет. Основной предпосылкой для этого послужило петрогеохимическое родство, а также общность структурного положения диабазов и субщелочных габброидов штоков Инкижин (см. рис. 1), возраст которых оценен на основе изучения Rb—Sr и Sm—Nd изотопных систем и составляет 320 млн. лет. Исходя из истории геологического развития региона и геологического (структурного) положения дайковых тел диабазов (см. рис. 1) предполагаемый возраст их формирования представляется весьма вероятным.

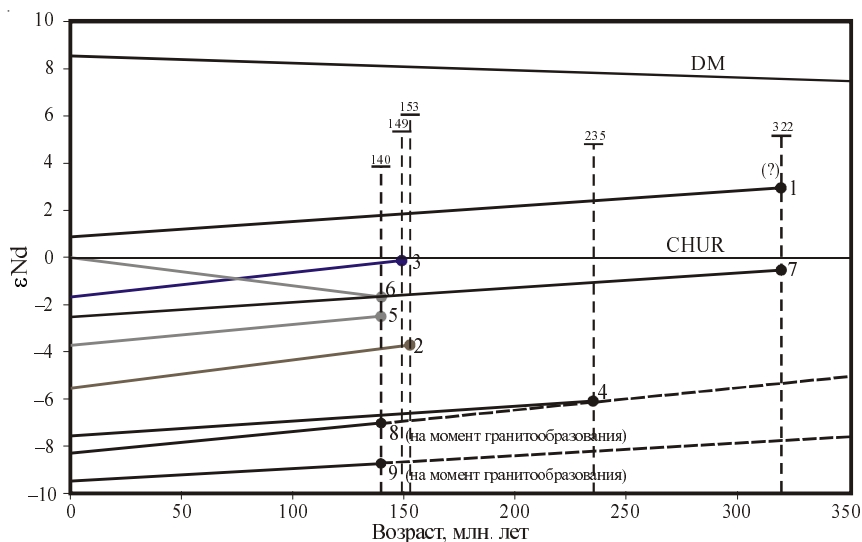


Рис. 14. Эволюционная диаграмма в координатах ϵNd —возраст для пород дайковых комплексов и Хангилайского интрузива (расчет ϵNd по [DePaolo, 1981]):

DM — линия эволюции деплетированной мантии; CHUR — первичный хондритовый резервуар; 1—4 — породы дайковых комплексов (1 — диабазы; 2 — спессартиты; 3 — долериты; 4 — трахириолиты); 5—7 — плутонические породы (5, 6 — Хангилайский интрузив по [Абушкевич, 2007]; 5 — лейкократовые граниты Хангилайского массива; 6 — порфиробластовые граниты Орловского массива; 7 — габброиды штоков Инкижин); 8—9 — вмещающие породы (8 — сланцы; 9 — метариолиты)

Трахириолиты и вмещающие породы. Сочетание низкого значения $\epsilon Nd(235)$ (–6,1) и древнего модельного возраста протолита ($T_{DMI} = 2082$ млн. лет), вероятнее всего, свидетельствует о существенно коровой природе первичного расплава, сформировавшего трахириолиты, без привнесения какого-либо ювенильного материала, что указывает на древний модельный возраст протолита. Вмещающие породы (сланцы, метариолиты) ареала Хангилайского интрузива фиксируют также низкие значения $\epsilon Nd(140)$ (–6,9 — сланцы, –8,7 — метариолиты; расчет ϵNd на возраст формирования Хангилай-Орловской системы — 140 млн. лет) в сочетании с древними модельными возрастами протолита (сланцы — 1604 млн. лет). С учетом близости значений ϵNd и T_{DMI} для трахириолитов и вмещающих осадочно-метаморфизованных пород ареала Хангилайского интрузива существенно коровая природа расплавов, сформировавших трахириолиты и трахидациты, не вызывает сомнений.

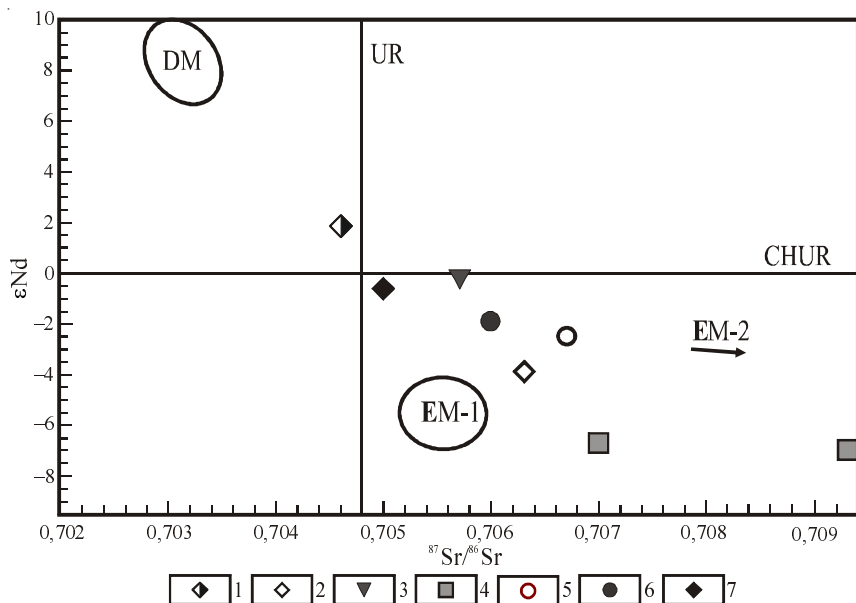


Рис. 15. Положение точек составов пород дайковых комплексов и plutonических образований Хангилайского рудного узла на диаграмме в координатах $\epsilon Nd - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ [Hofmann, 1997]:

DM — деплетированная мантия; EM-1 — обогащенная мантия первого типа; EM-2 — обогащенная мантия второго типа (положение полей по [Hofmann, 1997], IR(Sr) для гранитов Хангилайского и Орловского массивов по [Костицын и др., 2004]; 1—4 — породы дайковых комплексов (1 — диабазы; 2 — спессартиты; 3 — долериты; 4 — трахириолиты); 5, 6 — массивы Хангилайского интрузива по [Абушкевич, 2007] (5 — Хангилайский; 6 — Орловский); 7 — габброиды штоков Инкижин

Группа лампрофиров (керсантиты и спессартиты). Характеризуется низкими значениями $\epsilon Nd(T)$ ($-3,6$) и при этом имеет низкие значения первичного отношения стронция ($IR(Sr) = 0,70637 \pm 6$). На диаграмме $\epsilon Nd - IR(Sr)$ положение точек составов лампрофиров (керсантиты и спессартиты) в общем соответствует обогащенному источнику EM-1 (см. рис. 15). В совокупности с геохимическими данными (высокая магнезиальность, низкая железистость, обогащенность совместимыми и рядом несовместимых элементов) можно предположить две модели образования расплавов, а именно выплавление первичных магм происходило: 1) за счет метасоматизированной в ходе субдукции субконтинентальной литосферной мантии — обогащенного источника; 2) за счет участия обогащенного компонента субдуцирующей океанической коры. Такие условия реализуются в

режиме субдукции океанической коры под континентальную и в последующем рециклинге (ремобилизации) субдуцированного материала на границе ядро—мантия. Проявление таких процессов, по мнению многих авторов [Sun, 1989; McDonough, 1995; Hofmann, 1997], плюмовый магматизм, фиксирующийся на территории Восточного Забайкалья [Ярмолюк, 2003].

Долериты. Сочетание низкого первичного отношения стронция ($0,705672 \pm 69$), повышенного значения $\epsilon\text{Nd}(149)$ ($-0,1$) и при этом молодого, по сравнению с исследуемыми породами Хангилайского рудного узла, возраста протолита ($T_{\text{ДМ}} = 925$ млн. лет) позволяет предположить существенное участие ювенильного материала в формировании расплава долеритов. В то же время спектры распределения малых элементов долеритов практически полностью совпадают с таковыми для внутриплитных базальтоидов многих регионов [Mitchell, 1976; Rasskazov, 1997]. Однако повышенное значение $\epsilon\text{Nd}(149)$ ($-0,1$) указывает на участие в образовании расплава долеритов деплетированного материала. Таким образом, с одной стороны, черты обогащенного субстрата, выраженного в высоком содержании индикаторных элементов, и, с другой стороны, черты глубинных мантийных пород позволяют предполагать смешение двух источников при образовании долеритового расплава, а именно обогащенного и деплетированного. Такая ситуация, вероятно, может быть реализована при взаимодействии мантийного диапира и вещества метасоматизированной мантии.

Заключение

Сформулируем основные выводы по результатам проведенного петрогеохимического и изотопного (Rb—Sr, Sm—Nd и U—Pb изотопные системы) исследования пород дайковых комплексов в пределах Хангилайского редкометального рудного узла в Восточном Забайкалье.

В составе дайкового комплекса по геологическим признакам, а именно по приуроченности к системам разрывных нарушений, по взаимоотношениям дайковых тел с вмещающими породами, по минеральному и петрогеохимическому составу, установлены четыре главные группы даек, представленные следующими разновидностями пород: высококалийевые трахидациты и трахириолиты; группа лампрофиров, включающая в себя керсантиты и спессартиты; диабазы; долериты. Породы выделенных групп относятся к высококалийевой известково-щелочной серии, однако при этом каждая группа пород характеризуется отличительными особенностями химизма. Так,

для трахидацитов и трахириолитов установлена повышенная щелочность существенно калиевой специализации (массовая доля K_2O — до 10,35 %) при контрастном обогащении малыми элементами (как LILE, так и HFSE). Важно отметить, что магматический генезис этих пород доказан на основе как петрографического изучения, так и расплавных включений в кварце [Баданина, 2008]. Кроме того, установлено существование высококалиевого плюмазитового расплава (до 6,12 % K_2O при 1,08 % Na_2O) [Там же]. Породы группы лампрофиров (керсантиты и спессартиты) характеризуются высокодифференцированным спектром распределения малых элементов при существенном обогащении LILE на фоне резкого дефицита HFSE. Важно отметить выраженные отрицательные аномалии по Ta, Nb, Zr, Hf, Ti в нормированных спектрах распределения малых элементов. Долериты, при общей схожести спектра распределения малых элементов с лампрофирами, характеризуются существенно большей их концентрацией (особенно группой HFSE) и отсутствием отрицательных аномалий, проявленных в спектрах лампрофиров. Диабазы отличаются наиболее пологим спектром распределения малых элементов по сравнению с породами рассматриваемых групп, что выражается в низких концентрациях LILE при, напротив, высоких HFSE.

На основе изучения Rb—Sr, Sm—Nd и U—Pb изотопных систем установлен возраст формирования выделенных групп пород дайковых комплексов. Наиболее древними магматическими породами региона являются габброиды штоков Инкижин и диабазы — 320 млн. лет. U—Pb датирование по цирконам окончательно утвердило возраст формирования кислых высококалиевых трахидацитов и трахириолитов — $235,4 \pm 2,4$ млн. лет. Для лампрофиров (керсантиты, спессартиты) установлен синхронный возраст образования, который составляет $153,3 \pm 3,8$ млн. лет. Долериты сформировались в интервале $149,1 \pm 3,4$ млн. лет и считаются наиболее молодым проявлением догранитного ($139,9 \pm 1,9$ млн. лет [Абушкевич, 2006]) магматизма. Кроме того, оценен изотопный состав Sr и Nd вмещающих девонских осадочно-метаморфических толщ ареала Хангилайского интрузива (см. рис. 1). Геохронологические данные свидетельствуют о трех (как минимум) этапах магматизма в пределах рассматриваемого рудного узла: 1-й — 320 млн. лет, 2-й — 235 млн. лет, 3-й — 153—140 млн. лет, завершающийся гранитообразованием с продуктивной редкометальной минерализацией. Первые два этапа магматизма, вероятно, относятся к герцинскому циклу магматической активизации, при этом диабазы фиксируют обстановку конвергентных границ плит, в то время как трахидациты и трахириолиты формировались в постколлизийной обстановке. Третий этап магматизма (153—140 млн. лет)

фиксирует завершающую стадию мезозойского цикла магматической активизации. При этом лампрофиры (153 млн. лет), вероятно, формировались в режиме, близком к переходному от островодужного к внутриплитному. Учитывая уровни концентрации и характер распределения малых элементов в долеритах (149 млн. лет), можно предполагать, что такие породы сформировались во внутриплитной обстановке. Прогрев коры за счет интенсивного базитового магматизма (153—149 млн. лет) спродуцировал гранитоидный магматизм (140 млн. лет), отражающий постколлизийный этап развития рассматриваемой территории.

Проведенные исследования изотопных систем (Rb—Sr, Sm—Nd, U—Pb) в совокупности с закономерностями распределения широкого круга петрогенных и малых элементов в породах дайковых комплексов рассматриваемого региона позволяют сделать предположение об источниках их образования. Так, для диабазов, наиболее древних из рассматриваемых пород дайкового комплекса (320 млн. лет), вероятно, можно предполагать максимальное участие деплетированной ювенильной составляющей (источник, близкий к DM (?)) при формировании расплавов (см. рис. 14, 15), возможно, с примесью верхнекорового материала. Трахириолиты и трахидациты (235 млн. лет) имеют существенно коровый источник без привнесения какого-либо ювенильного материала. Вероятным источником для этих пород могли служить вмещающие сланцы, фиксирующие сходные изотопные характеристики с рассматриваемыми породами (см. рис. 14). Кроме того, в трахириолитах были обнаружены детритовые зерна цирконов возрастом 530 ± 10 млн. лет [Баданина, 2008]. Калиевая специализация, резко повышенное отношение LILE/HFSE, а также отчетливо проявленная Ta—Nb аномалия в совокупности с изотопным составом в лампрофирах указывают на обогащенный мантийный источник, близкий к EM-1. Таким источником в петрогенезисе пород этой группы могло выступать вещество метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантии (SCLM). Обогащенность некогерентными элементами, и особенно HFSE и HREE, а также отсутствие отрицательной аномалии по Ta и Nb в совокупности с изотопными характеристиками указывают на то, что для долеритов основным источником является мантийный типа OIB. Таким образом, на момент формирования долеритов (149 млн. лет) фиксируется плюмовый магматизм для рассматриваемого региона, широко проявленный в это время на всей территории Восточного Забайкалья [Ярмолюк, 2003]. Не исключено, что именно данный процесс привел к гранитообразованию (140 млн. лет) на рассматриваемой территории, определил смешанный мантийно-коровый источник для гранитов Хангилайского

интрузива (см. рис. 14, 15) и в конечном счете их металлогеническую специализацию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 03-05-65293, 08-05-00771, 09-05-01222).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Абушкевич В. С. Геохимия и петрология пород дайкового комплекса Хангилайского редкометального узла в Восточном Забайкалье : автореф. ... канд. геол.-минер. наук / В. С. Абушкевич. — СПб. : Лема, 2005а.

Абушкевич В. С. Дайки лампрофиров Хангилайского редкометального рудного узла в Восточном Забайкалье / В. С. Абушкевич, Е. В. Волкова, Л. Ф. Сырицо // Вестник СПбГУ. Сер. 7. — 2004. — Вып. 4. — С. 109—113.

Абушкевич В. С. Первые результаты U—Pb локального датирования цирконов редкометальных гранитов Хангилайского интрузива в Восточном Забайкалье / В. С. Абушкевич [и др.] // III Российская конференция по изотопной геохронологии, 4—6 июня, 2006, Москва. — М., 2006.

Абушкевич В. С. Проблема происхождения редкометальных гранитоидных магм: изотопные характеристики Nd и Sr (на примере редкометальных гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье) / В. С. Абушкевич, Л. Ф. Сырицо, Л. К. Левский // XVIII симпозиум по геохимии изотопов : тез. докл., 14—16 ноября 2007 г., Москва. — М., 2007.

Абушкевич В. С. P—T условия кристаллизации пород дайкового комплекса в пределах Хангилайского редкометального рудного узла (Восточное Забайкалье) / В. С. Абушкевич // Строение литосферы и герцинистика : материалы XXI Всерос. молодеж. конф. — Иркутск, 2005. — С. 102—103.

Антипин В. С. Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири — субвулканические аналоги субщелочных редкометальных гранитов / В. С. Антипин [и др.] // Геология и геофизика. — 2002. — Т. 43, № 9. — С. 847—857.

Арискин А. А. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтоидных магм / А. А. Арискин, Г. С. Бармина. — М. : Наука, 2000.

Баданина Е. В. Геохимия ультракалиевых риодацитовых магм из ареала Орловского массива Li—F гранитов в Восточном Забайкалье на основании изучения расплавных включений в кварце / Е. В. Баданина [и др.] // Петрология. — 2008. — Т. 16, № 3. — С. 317—330.

Годовиков А. А. Минералогия / А. А. Годовиков. — М. : Недра, 1983.

Гребенников А. М. Орловское танталовое месторождение / А. М. Гребенников // Месторождения Забайкалья. В 2 кн. Кн. II. — Чита, 1995. — С. 96—107.

Гребенников А. М. Спокойнинское вольфрамовое месторождение / А. М. Гребенников // Месторождения Забайкалья. В 2 кн. Кн. I. — Чита, 1995. — С. 106—116.

Гусев Г. С. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) / Г. С. Гусев, В. Е. Хаин // Геотектоника. — 1995. — № 5. — С. 68—82.

Иванов В. С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Чулытинского интрузивов Центральной Чукотки) / В. С. Иванов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1970. — № 7. — С. 13—24.

Коваленко В. И. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометальных Li—F гранитоидов / В. И. Коваленко [и др.] // Петрология. — 1999. — Т. 7, № 4. — С. 401—429.

Коваленко В. И. Онгониты — субвулканические аналоги редкометальных Li—F гранитов / В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко. — М.: Наука, 1976.

Костицын Ю. А. Rb—Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li—F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) / Ю. А. Костицын [и др.] // Геохимия. — 2004. — № 9. — С. 940—948.

Негрей Е. В. Петрология верхнепалеозойских гранитоидов Центрального Казахстана / Е. В. Негрей. — М., 1983.

Перчук Л. Л. Магматизм, метаморфизм и геодинамика / Л. Л. Перчук. — М.: Наука, 1993.

Пушкарёв Ю. Д. Начальные изотопные составы Sr, Pb, Nd в Li—F гранитах Забайкалья как свидетельство присутствия в них мантийного компонента / Ю. Д. Пушкарёв, Л. Ф. Сырицо, Б. В. Беляцкий // XV симпозиум по геохимии изотопов: тез. докл. — М., 1997. — С. 232—233.

Смирнов С. С. Очерк мелаллогении Восточного Забайкалья / С. С. Смирнов. — М., 1944.

Сырицо Л. Ф. Высокоспециализированные ультракалийевые трахириодациты в ареале Орловского массива Li—F гранитов в Восточном Забайкалье и проблемы их связи с редкометальными гранитами / Л. Ф. Сырицо [и др.] // Петрология. — 2005. — Т. 13, № 1. — С. 105—109.

Сырицо Л. Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования / Л. Ф. Сырицо. — СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2002.

Титов А. В. Необычные высокотемпературные фельзит-порфиры в постгранитном дайковом поясе Калгутинского редкометально-гранитного массива (Горный Алтай) / А. В. Титов [и др.] // Геохимия. — 2001. — № 6. — С. 677—682.

Фор Г. Основы изотопной геологии: [пер. с англ.] / Г. Фор. — М.: Мир, 1989.

Ярмолюк В. В. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко // Петрология. — 2003. — Т. 11, № 6. — С. 556—586.

Abbott D. H. Anempirical thermal history of the Earth's upper mantle / D. H. Abbott, L. Burgess, L. J. Smith // J. Geophys. Res. — 1994. — Vol. 99. — P. 835—850.

Abbott D. H. Plumes and hotspots as sources of greenstone belts / D. H. Abbott // Lithos. — 1996. — Vol. 37, N 2—3. — P. 113—127.

Badanina E. V. The behavior of rare-earth and lithophile trace elements in rare-metal granites: a study of fluorite, melt inclusions and host rocks from the Khangilay complex, Transbaikalia, Russia / E. V. Badanina [et al.] // The Canadian Mineralogist. — 2006. — Vol. 44. — P. 667—692.

Batchelor R. A. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters / R. A. Batchelor, P. Bowden // *Chem. Geol.* — 1985. — Vol. 48. — P. 43–55.

Chabiron A. Geochemistry of the rhyolitic magmas from the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia): a melt inclusions study / A. Chabiron [et al.] // *Chem. Geol.* — 2001. — Vol. 175. — P. 273–290.

DePaolo D. J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic / D. J. DePaolo // *Nature.* — 1981. — Vol. 291. — P. 193–196.

Dorendorf F. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia / F. Dorendorf, U. Wiechert, G. Worner // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2000. — Vol. 175. — P. 69–86.

Eby G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication / G. N. Eby // *Geology.* — 1992. — Vol. 20. — P. 641–644.

Falloon T. J. Peridotite melting at 1.0 and 1.5 Gpa: an experimental evaluation of techniques using diamond aggregates and mineral mixes for determination of near-solidus melts / T. J. Falloon [et al.] // *J. Petrol.* — 1997. — Vol. 40, N 9. — P. 1343–1375.

Haskin L. A. Petrogenetic modeling — use of rare earth elements / L. A. Haskin // *Rare Earth Element Geochemistry* / Ed. by P. Henderson. — Elsevier, 1984. — P. 115–152.

Hirose K. Partial melting of dry peridotites at high pressure: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond / K. Hirose, I. Kushiro // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1993. — Vol. 114. — P. 477–489.

Hofmann A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism / A. W. Hofmann // *Nature.* — 1997. — Vol. 385, N 76. — P. 219–229.

Irvine T. N. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks / T. N. Irvine, W. R. A. Baragar // *Canad. J. Earth Sci.* — 1971. — Vol. 8. — P. 523–548.

Kortemeir W. T. Ongonite and topazite dikes in the Flying Wrench area, Tonto Basin, Arizona / W. T. Kortemeir, D. M. Burt // *Am. Mineral.* — 1988. — Vol. 73. — P. 507–523.

Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan / J. Maeda // *Tectonophysics.* — 1990. — N 174. — P. 235–255.

Maniar P. D. Tectonic discrimination of granitoids / P. D. Maniar, P. M. Piccoli // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* — 1989. — Vol. 101. — P. 635–643.

McDonough W. F. The composition of the Earth / W. F. McDonough, S.-S. Sun // *Chem. Geol.* — 1995. — Vol. 120. — P. 223–253.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nd–Zr–Y diagram / M. Meschede // *Chem. Geol.* — 1986. — Vol. 56. — P. 207–218.

Mitchell R. H. Rare earth element geochemistry of potassic lavas from the Birunga and Toro-Angole region of Uganda, Africa / R. H. Mitchell, K. Bell // *Contrib. Mineral. Petrology.* — 1976. — Vol. 58, N 3. — P. 293–303.

Mullen E. D. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis / E.D. Mullen // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1983. — Vol. 62, N 1. — P. 53—62.

Nesbet E. G. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: A review of the evidence from komatiites / E. G. Nesbet [et al.] // Lithos. — 1993. — Vol. 30. — P. 291—307.

Pearce J. A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus / J. A. Pearce // Tectonophysics. — 1975. — Vol. 25, N 1/2. — P. 41—67.

Pearce J. A. Identification of associated igneous host rocks / J. A. Pearce, G. H. Gale // Spec. Publ. Geol. Soc. — London, 1977. — N 7. — P. 14—24.

Pearce J. A. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses / J. A. Pearce, J. R. Cann // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1973. — Vol. 19. — P. 290—300.

Pearce J. A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J. A. Pearce, N. B. W. Harris, A. G. Tindle // J. Petrol. — 1984. — Vol. 25, N 1—3. — P. 283—308.

Pivek E. Lamprophyres and associated dikes in the eastern Krusné hory (Erzgebirge, Czech Republic) / E. Pivek [et al.] // Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century. — Lisse, 2002. — P. 456—463.

Rasskazov S. V. Evolution of magmatism in the northeastern Baikal rift system / S. V. Rasskazov [et al.] // Petrology. — 1997. — N 5 (2). — P. 101—120.

Rock N. M. S. Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites / N. M. S. Rock // Trans. R. Soc. Edinburgh (Earth Sciences). — 1984. — Vol. 74. — P. 193—227.

Rock N. M. S. Lamprophyres / N. M. S. Rock. — Glasgow ; London : Blackie, 1991.

Sun S.-S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-S. Sun, W. F. McDonough // Magmatism in the Ocean Basins / Geol. Soc. Spec. Publ. — London, 1989. — Vol. 42. — P. 313—345.

Taylor S. R. The geochemical evolution of the continental crust / S. R. Taylor, S. M. McLennan // Rev. Geophys. — 1995. — Vol. 33, N 2. — P. 241—265.

Whalen J. B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J. B. Whalen, K. L. Currie, B. M. Chappell // Contr. to Miner. Petrol. — 1987. — Vol. 95, N 4. — P. 407—419.

Wones D. R. Stability of biotite: experiment, theory and application / D. R. Wones, H. P. Eugster // The Amer. Miner. — 1965. — Vol. 50. — P. 1228—1272.

Wood D. A. The application of the Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcano Province / D. A. Wood // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1980. — Vol. 50. — P. 11—30.

Фондовая литература

Кривицкий А. В. Отчет Агинской партии по опережающим литохимическим поискам масштаба 1:200 000 в бассейне р. Онон за 1999—2001 гг. / ФГУП «Читагеолсъемка». — Чита, 2001.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ МАССИВА ВЯЛИМЯКИ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

И. А. Алексеев, И. К. Котова

Санкт-Петербургский государственный университет

Состояние изученности объекта в связи с проблемой рудоносности

Габбро-пироксенитовый массив Вялимяки известен благодаря небольшим месторождениям титаномагнетита, приуроченным к ультрамафитам. Сведения об этих месторождениях железа встречаются в работах финских геологов Х. Холмберга (1896), Х. Бланкета (1896), В. Хакмана (1927, 1933). С 40-х годов XX века массив изучался отечественными исследователями А. С. Ясновой (1941), А. А. Миндлинной и А. П. Потрубович (1946), Г. А. Головановым (1945), а также Г. М. Саранчиной (1948), которая дала наиболее полную геолого-петрографическую характеристику интрузива Вялимяки. Из многочисленных более поздних работ, в которых упоминается или описывается названный массив, следует выделить монографию А. П. Светова, Л. П. Свириденко, В. И. Иващенко (1990) и отчет Н. И. Артамоновой с соавторами (1989), а также публикации А. Б. Юдина (1987), В. А. Богачева, В. В. Иваникова с соавторами (1999), содержащие новые данные по геологии интрузива и слагающих его пород.

За последние годы нашими исследованиями установлено присутствие ванадийсодержащих титаномагнетитовых с апатитом руд, а также золота, палладия и платины в пироксенитовых телах Вялимякского массива; при этом благороднометальная ассоциация приурочена к участкам измененных тектонизированных пород, содержащих калиевый полевой шпат.

Для оценки значимости выявленного оруденения необходимо знать происхождение и закономерности размещения пироксенитовых тел и калишпатсодержащих пород. Однако до сих пор эти вопросы остаются основной проблемой геологии Вялимякского массива. Существующие точки зрения зачастую противоречивы. Так, пироксенитовые тела рассматриваются в качестве: 1) ксенолитов-отторженцев более древнего массива [Саранчина, 1948]; 2) дифференциатов габброидного расплава [Богачев, 1999]; 3) самостоятельных тел клинопироксенит-верлитовой формации [Юдин, 1987]. Калишпатсодержащие породы трактуются следующим образом: 1) собственная

монцонитовая фаза внедрения [Саранчина, 1948]; 2) результат дифференциации массива с образованием монцодиоритов (В. В. Иванников, А. П. Вишняков); 3) результат наложенных метасоматических процессов (микроклинизация и биотитизация) в ходе региональной гранитизации [Светов, 1990].

Разрешение указанных противоречий возможно при выяснении вопросов геологического строения интрузива на базе более детальных геологических исследований. За последние годы нами, в рамках учебно-научных полевых практик кафедры геологии месторождений полезных ископаемых геологического факультета СПбГУ, выполнено картирование интрузива (масштаб 1:10 000). Получены новые данные о составе и строении массива Вялимяки. Цель статьи — показать закономерности, присущие магматической и тектонической структуре интрузива, с тем чтобы определить в этой структуре позицию (закономерную) оруденения.

Морфология и тектоническая структура массива

Вялимякский комплекс объединяет собственно массив Вялимяки, находящийся в прибрежной зоне, и интрузивные породы, слагающие юго-восточную оконечность острова Мякисало. Массив Вялимяки расположен на северном берегу Ладожского озера (залив Халинселька) в 5 км к югу от поселка Ляскеля. В современном эрозионном срезе интрузив имеет форму овала площадью около 8 км², вытянутого в северо-восточном направлении на 4 км при ширине 1,5—2,0 км (рис. 1). Геоморфологически изучаемый участок представляет собой резко расчлененную территорию: это система возвышенностей с крутыми склонами и высотными отметками 85—90 м, которая сопровождается узкими врезанными долинами ручьев.

Интрузивные породы массива прорывают ядро крупной изоклиальной складки северо-восточного простирания, являющейся частью системы субмеридиональной складчатости региона [Казаков, 1976]. Породы рамы представлены в различной степени метаморфизованными кварц-биотитовыми и ставролитовыми сланцами ладожской серии, возраст которых оценивается в пределах 1900—1800 млн. лет, что соответствует калевию общей геохронологической шкалы докембрия России. Породы ладожской серии, смятые в изоклиальные складки, осложнены деформацией более высоких порядков. Падение осей складок к югу, как правило, крутое ($> 70^\circ$). Азимуты простирания сланцеватости пород ладожской серии вблизи контактов закономерно варьируют: к западу и востоку от массива преобладает субмеридиональная (СВ 10—20°) ориентировка элементов залегания с

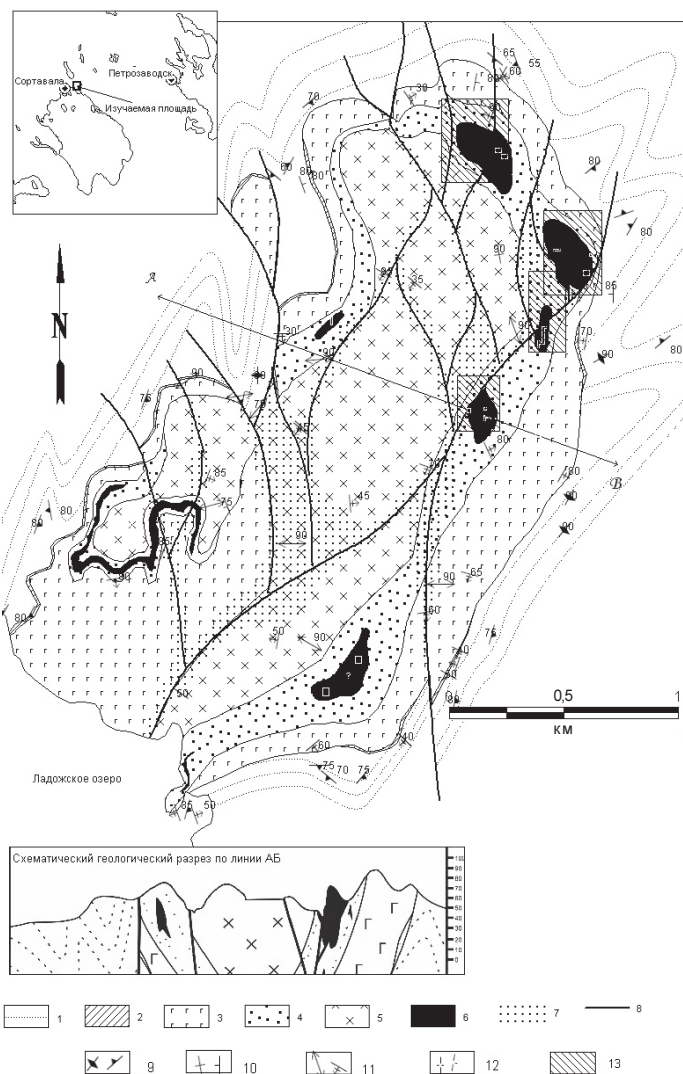


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения массива Вялимайки:
 1 — вмещающие породы — сланцы ладожской серии (показаны структурные линии), PR_{lg} ; 2—7 — породы Вялимайского массива (2 — приконтактные гибридные диориты; 3 — габбро (зона трахитоидных габбро); 4 — пироксениты, габбро, диориты (габбро-пироксенитовая зона); 5 — габбро-диориты (габбро-диоритовая зона); 6 — рудовмещающие тела клинопироксенитов ($\square$ — горные выработки); 7 — калишпатизированные породы); 8 — главные тектонические нарушения; 9—12 — элементы залегания (9 — сланцеватости; 10 — контактов; 11 — трахитоидности; 12 — тектонических структур); 13 — участки, перспективные на обнаружение благороднометалльного оруденения

крутыми (75—85°) углами падения на восток и запад соответственно; в районе северного замыкания интрузива ориентировка сланцеватости субширотная (СЗ 290° — СВ 70°) с падением в южных румбах (углы падения 80—90°).

Интрузивный характер контакта массива не вызывает сомнений: контакт удалось проследить практически по всему периметру массива, за исключением южной части, где граница скрыта акваторией Ладожского озера. В восточной и иногда в западной частях интрузива повсеместно наблюдаются ксенолиты пород ладожской серии, запечатанные в породы массива. Секущее положение массива по отношению к породам рамы подтверждается в восточной части площади широтной ориентировкой сланцев ладожской серии при субмеридиональной ориентировке контакта. В экзоконтакте встречаются участки с многочисленными тонкими инъекциями габброидов в сланцах. Иногда зона контакта представлена брекчией, в которой угловатые обломки сланцев цементируются магматической породой. Часто контакт массива осложнен разрывными нарушениями и представляет собой зону сильной тектонической проработки, где наряду с сорванным контактом интенсивно проявлены разгнейсование, милонитизация и калишпатизация, наблюдаются серии оперяющихся разломов более высоких порядков, растаскивающие материал на микроблоки и формирующие зеркала скольжения. Переход от пород массива к породам рамы всегда четко подчеркивается рельефом и выражается его резким понижением и выравниванием.

Основными составляющими внутренней структуры массива Вялимяки являются первично-магматическая зональность интрузива и наложенная блоковая тектоника. Системой диагональных и субмеридиональных разломов массив разбит на блоки. В современном эрозионном срезе интрузив представляет собой «мозаику» мелких блоков, что отчетливо отражается в резко расчлененном рельефе участка.

Наиболее значительные разломы диагональной ориентировки ярко выражены в рельефе и фиксируются по появлению зеркал скольжения, зон интенсивного рассланцевания, милонитизации и бластомилонитизации. Мощность подобных зон колеблется и иногда достигает 4,5—5,0 м. В структуре этих зон также наблюдаются секущие и субсогласные со сланцеватостью жилы, выполненные мелкозернистым существенно кварцевым и полевошпатовым материалом, а в центральной и юго-восточной частях массива — широкие (до 10 м) субмеридиональные линейные зоны интенсивной калишпатизации, рассланцевания. Они приурочены к областям проявления основных разрывных нарушений интрузива. Породы этих участков интенсивно тектонизированы (трещиноваты, будинированы, рассланцованы).

В восточной части массива и в районе северного замыкания наблюдается серия субмеридиональных разломов, сопрягающихся с диагональными и сопровождающихся сланцеватостью, трещиноватостью, зеркалами скольжения. Приуроченная к ним сланцеватость имеет, как правило, западное падение с углами около 60° . В южной части массива разломы сопровождаются трещиноватостью север-северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углом 50° . Следует отметить, что иерархия разрывных нарушений носит относительный характер. Очевидно лишь то, что основной рисунок задает мощная диагональная система, которая сопровождается опережающими разломами более высоких порядков и разнообразных ориентировок.

Проблема взаимоотношения пироксенитов и габброидов

Пристальное внимание исследователей именно к пироксенитам Вялимякского массива вызвано, по-видимому, двумя причинами: 1) пироксениты — рудосодержащие породы; 2) пироксениты выглядят как резко обособленные тела в матрице более кислых пород, представленных разновидностями от габбро до диоритов с постепенными невыраженными контактами.

Как указывалось ранее, существуют различные точки зрения на взаимоотношения пироксенитов и вмещающих их габброидов. Рассмотрим возможные принципиальные ситуации: 1) пироксениты более древние по сравнению с габброидами (были «захвачены» габброидами); 2) пироксениты сформировались в процессе кристаллизации габброидного расплава и имеют с габброидами одинаковый возраст; 3) пироксениты моложе габброидов (внедрялись в закристаллизованные габбро).

Среди крупных пироксенитовых тел массива Вялимяки можно выделить Северное, Восточное, Главное, Центральное и Западное (см. рис. 1). Первые четыре тела расположены в восточном блоке массива, слагают положительные формы рельефа и имеют линзовидную форму; эти линзы залегают субпараллельно трахитоидности в габбро (азимуты простирания $320\text{—}350^\circ$ с углами падения к западу $60\text{—}80^\circ$), и их длинные оси ориентированы параллельно контактам массива ($340\text{—}15^\circ$). Длинная ось тел не превышает $250\text{—}300$ м при ширине выходов $100\text{—}150$ м.

Западное тело расположено в западном блоке. В отличие от остальных выходы пород Западного пироксенитового тела встречены нами в бортах оврагов, а контакты с вмещающими его габбро повторяют изолинии отдельных положительных форм рельефа, что свидетельствует о субгоризонтальном залегании Западного пироксенитового тела.

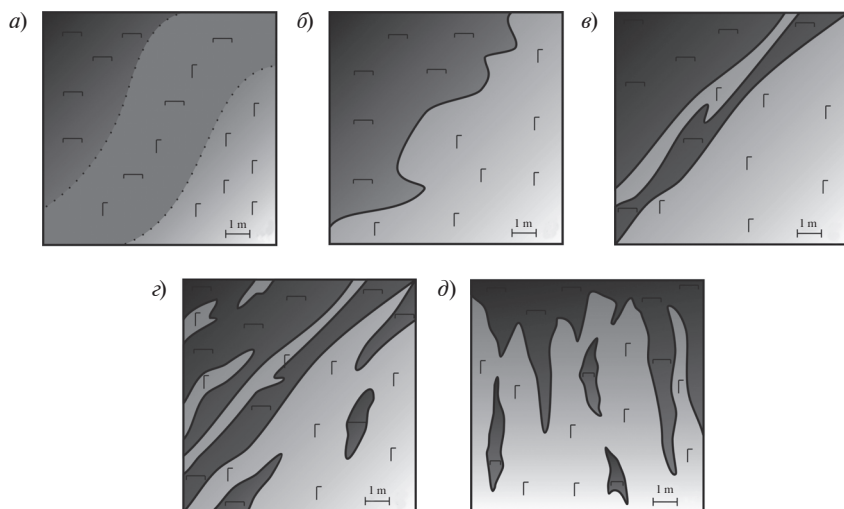


Рис. 2. Разновидности контактов клинопироксенитов (П) с габброидами (Г):

а — постепенный переход через меланократовое габбро; *б* — четкий резкий контакт; *в* — узкая полосчатая зона с постепенными переходами; *г* — зона контрастной расслоенности параллельно контакту; *д* — расщепленный контакт в замыкании пироксенитового тела

В современном эрозионном срезе форма пироксенитового тела в плане напоминает сильно деформированное полукольцо, в центре которого размещены перекрывающиеся габбро.

Сложные контуры контактов обусловлены сложнорасчлененным рельефом и пламенеподобным (язычковым) характером выклинивания пироксенитового тела. В разрезе тело представляет собой пласт с пологим падением контактов к востоку.

Контакт пироксенитов с вмещающими их габброидами может быть представлен (рис. 2): *а*) маломощной (до 1 м) зоной постепенного перехода через меланократовое габбро (Северное тело, восточный контакт) и плагиоклазсодержащий пироксенит (Северное тело, западный контакт); *б*) четким неровным контактом с прорастанием кристаллов пироксена из пироксенитов в габбро (Центральное тело, восточный и юго-западный контакты); *в*) узкой (до 1 м) полосчатой зоной, выраженной постепенной сменой мелкозернистого меланократового габбро мелкозернистыми пироксенитами (иногда плагиоклазсодержащими) с последующим увеличением зернистости пироксенитов (Западное тело); *г*) зоной контрастной расслоенности, параллельной контакту, — широкой, более 6 м, с чередованием габбро, пироксенитов, меланократовых габбро-пегматитов (Центральное тело,

юго-восточный контакт) или неширокой, в пределах первого метра, с чередованием пироксенитов, лейкократовых габбро, меланократовых габбро (Восточное тело, западный и южный контакты), в последнем случае в приконтактной зоне отмечены контрастные колебания зернистости пироксенитов от микро- и мелкозернистых до пегматоидных, присутствуют плагиоклазсодержащие разновидности (Восточное тело, западный и южный контакты); д) расщепленным контактом в замыкании пироксенитового тела.

При детальном изучении пироксенитов нами не установлено магматических контактов (интрузивных взаимоотношений) габбро с пироксенитами и признаков гибридации. Напротив, описанный выше характер контактов, наряду с другими геологическими признаками, указывает на то, что пироксенитовые тела формировались как единая с габброидами система.

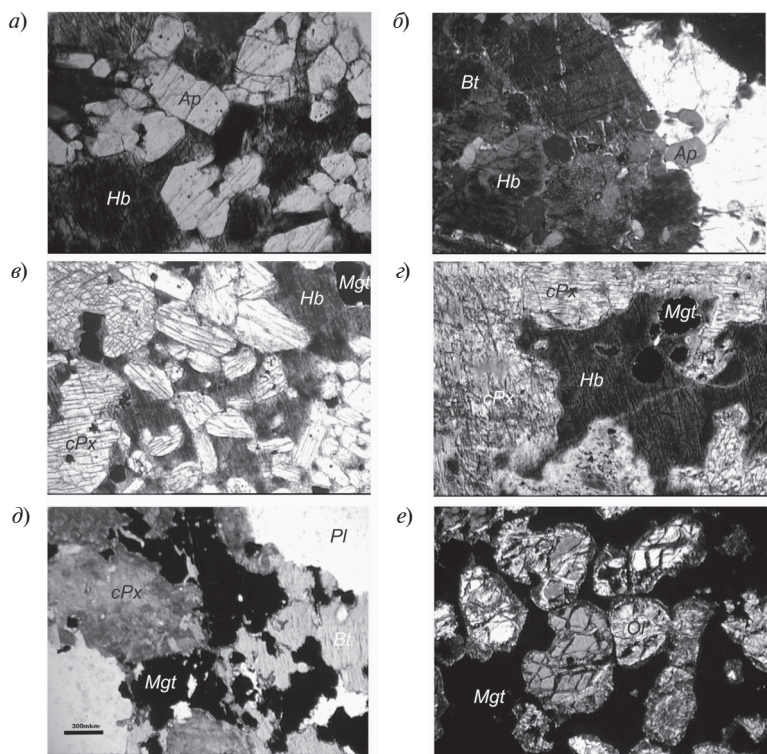


Рис. 3. Породы пироксенитовых тел:

a — апатитсодержащий горнблендит; *б* — апатитсодержащий биотитовый горнблендит; *в, г* — роговообманковый клинопироксенит; *д* — габбро; *е* — магнетитовый оливинит

При детальном исследовании отдельных тел клинопироксенитов удалось установить их внутреннюю неоднородность. Внутренняя зональность выражается в последовательной смене слагающих тела пород от нижнего контакта к верхнему: горнблендиты, роговообманковые клинопироксениты, биотитовые и плагиоклазсодержащие клинопироксениты, меланократовые габбро (внутрительные); встречаются обособления рудных оливиновых клинопироксенитов и верлитов (рис. 3).

Среди важных особенностей минерального состава пород, слагающих пироксенитовые тела, следует отметить: 1) обогащенность магматической роговой обманкой (от 10 до 90 %, в большинстве случаев — около 30 %), которая является пороодообразующим минералом; 2) закономерное снижение доли роговой обманки снизу вверх по разрезу пироксенитовых тел; 3) направленное изменение минерального состава пироксенитовых тел в крест их простираения в соответствии с направлением кристаллизации массива в целом (от контактов к центру интрузива).

Для выявления особенностей формирования пироксенитов было изучено распределение редких земель (РЗЭ) в апатитах из пород Центрального пироксенитового тела (рис. 4).

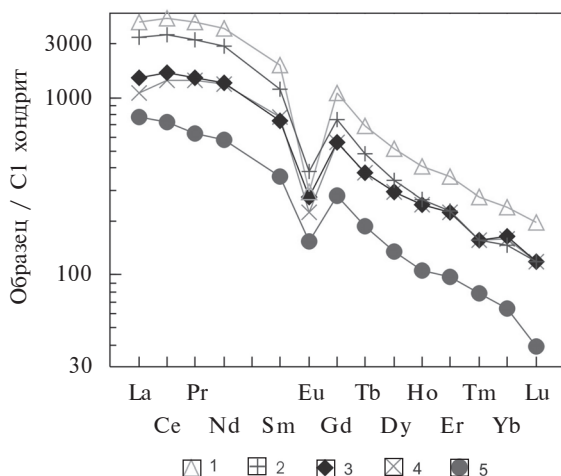


Рис. 4. Распределение РЗЭ в апатитах на Центральном пироксенитовом теле (нормировано к хондриту по [Boynton, 1984]):
 1 — образец 955-1 (рудный роговообманковый пироксенит); 2 — образец 956 (габбро); 3 — образец 908-1 (биотит-роговообманковый пироксенит);
 4 — образец 972 (габбро); 5 — образец 903-5 (рудный пироксенит)

Установлено, что в апатитах при движении от нижнего контакта пироксенитового тела к верхнему: а) увеличивается суммарная концентрация РЗЭ; б) резко нарастает степень накопления легких редких земель по отношению к тяжелым (Ce/Yb от 9 до 20); в) нарастает европиевый минимум. Эти закономерности можно объяснить фракционной кристаллизацией расплава, что хорошо согласуется с установленной зональностью массива. Распределение РЗЭ в апатитах из пироксенитов вблизи контакта и из вмещающих их габброидов сходно, что указывает на единство исходного расплава.

Зональность интрузива

В структуре массива можно выделить несколько блоков, различающихся ориентировкой магматических структур, что создает определенные сложности при расшифровке и описании магматической зональности. В северо-восточной части массива плоскости трахитоидности в породах, контакты пироксенитовых тел и их зональность имеют преимущественно крутое падение к западу при субмеридиональной ориентировке, для юго-западного участка установлено пологое залегание пироксенитового тела. Учитывая это, описание разреза массива целесообразно провести отдельно для юго-западного и восточного блоков.

В целом массив Вялимайки имеет пироксенит-габбро-диоритовый состав. Разрез массива выполнен следующими разновидностями пород: оливиниты, верлиты, клинопироксениты, мелано-, мезо- и лейкократовые габбро, габбро-диориты, диориты. Эти же разновидности встречены нами при картировании юго-восточной части острова Мякисало. Ортопироксен в составе пород отсутствует. Среди разновидностей пород не установлено монцонитов: калиевый полевой шпат в породах интрузива имеет вторичное происхождение.

Разрез восточного блока, где породы массива круто падают на запад, рассмотрим при движении с востока на запад, от восточного контакта к центру массива; при этом, очевидно, мы будем двигаться снизу вверх по разрезу, от подошвы к кровле (см. рис. 1). Восточный эндоконтакт массива Вялимайки представлен маломощной зоной (от первых метров до 8 м) фрагментарного развития гибридных приконтактных диоритов. Зона прослежена вдоль контакта в субмеридиональном направлении. По простирацию не выдержана. Особенно эндоконтактной частью является широкое развитие ксенолитов сланцев. Ксенолиты, как правило, неправильной формы размером до 0,4 м. Отмечается ориентировка длинных осей ксенолитов вдоль контакта. Встречены также автоксенолиты: угловатые обломки по составу сходны с вмещающими их диоритами.

Следующая по разрезу — зона трахитоидных габбро, которые слагают полосу-кайму по восточному краю массива. Ширина выхода пород данной зоны в современном срезе колеблется от десятков до 150 м. Породы представлены массивными мезо- и меланократовыми габбро с отчетливо проявленной трахитоидностью, обусловленной ориентировкой удлинённых зерен плагиоклаза. Элементы залегания плоскостей трахитоидности достаточно выдержаны и имеют крутое (70—80°) падение к западу при субмеридиональном простирании. По простиранию зоны незначительно варьирует внешний облик породы: меняется зернистость, проявляются более лейко- и меланократовые разновидности.

Далее на запад, выше по разрезу, выделяется габбро-пироксенитовая зона. Она сложена контрастными по составу породами — меланократовыми и лейкократовыми габбро, диоритами, плагиоклазитами, верлитами, оливинитами, клинопироксенитами. Границы зоны установлены по переходу от монотонных однообразных пород к толще, разнообразной по минеральному составу и структурно-текстурным характеристикам пород. По простиранию мощность габбро-пироксенитовой зоны не выдержана и варьирует от 300 до 50 м, вплоть до пережимов. Контакты пород габбро-диоритового ряда в ней нечеткие, постепенные. На этом фоне контрастно выделяются крупные обособления меланократовых пород — так называемые пироксенитовые тела. Контакты тел разнообразные: от четких ровных до постепенных и расщепленных (см. рис. 2).

Завершающей составляющей разреза восточного блока является диоритовая зона, слагающая всю центральную (ядерную) часть массива. Породы данной зоны представлены лейкократовыми габбро-диоритами и диоритами.

Таким образом, в структуре восточного блока, от подошвы к кровле, нами выделено четыре зоны: 1) гибридных приконтактных диоритов; 2) трахитоидных габбро; 3) габбро-пироксенитовая; 4) диоритовая. Указанные зоны (пачки) простираются параллельно контактам интрузива. Границы между разновидностями пород могут быть как постепенными, плохо выраженными (трахитоидные габбро — мелко- и среднезернистые габбро, мелко- и среднезернистые диориты и габбро — крупнозернистые габбро-диориты), так и отчетливыми (пироксениты—габбро).

Полого залегающее Западное тело занимает площадь 650×500 м. Тело подстилается меланократовыми габброидами, сопоставимыми по всем признакам с трахитоидными габбро восточного блока, и перекрывается более лейкократовыми габбро — габбро-диоритами. В структуре юго-западного блока преимущественное развитие имеют поро-

ды габбро-диоритового ряда, тогда как пироксениты проявлены очень локально. Помимо Западного тела, выявленные нами отдельные проявления клинопироксенитов представлены довольно крупными «пятнами» неправильной формы. Их размеры не превышают первых десятков метров в поперечнике, контакт постепенный, с переходом от пироксенитов к меланократовым габбро и мезогаббро.

Детальное изучение западного эндоконтакта массива с породами ладожской серии показало наличие более мощной зоны развития контактовых пород (гибридных диоритов), что может быть обусловлено пологим залеганием западного блока в сочетании с современным эрозионным срезом. По этим же причинам четкой зональности в западном блоке установить не удалось. Породы постепенно сменяют друг друга в зависимости от гипсометрического уровня точки опробования. Это согласуется с моделью субгоризонтального положения блока. В целом в юго-западном блоке обнаруживаются все элементы магматической зональности, выявленные в восточном блоке от подошвы к кровле интрузива, но рисунок этой зональности в современном эрозионном срезе обусловлен, на наш взгляд, рельефом местности ввиду пологого залегания пород юго-западного блока.

Таким образом, изучаемый массив в современном эрозионном срезе имеет «полосчатое» зональное строение в восточном блоке, в структуре которого выявлено четыре различающиеся по составу зоны, и «пятнистое» распределение тех же пород в юго-западном блоке.

Еще одной составляющей современного облика массива являются различные жильные и дайковые тела. Мощность таких даек — от сантиметров до метров при простирании в десятки метров. Их состав варьирует в широких пределах: диорит, гранит, аплит; встречаются жилы чисто кварцевого или полевошпатового состава. Распределение даек неравномерно и контролируется основными разрывными нарушениями. Дайки также встречаются и за пределами массива в породах рамы. Наложенный характер даек не вызывает сомнений. Подобные образования характерны для всего Северного Приладожья. Следует отметить, что породы массива в местах скопления даек и в приразломных зонах приобретают характерный розовый оттенок за счет интенсивной калишпатизации. «Розовые» пятна известны как в габбро и диоритах, так и в пироксенитах.

Элементные ассоциации пород массива

Ассоциации микроэлементов и их распределение в магматических породах Вялимякского массива изучены с использованием результатов полуколичественного спектрального анализа (выполнен на

кафедре геохимии СПбГУ, аналитик Л. А. Тимохина). Для исследований были отобраны пробы пород, не содержащие рудных скоплений. Это 168 образцов, представляющих весь разрез интрузива (зона трахитоидных габбро, габбро-пироксенитовая зона — габбро, габбро-диориты, пироксениты и зона габбро-диоритов). Во всех породах выявлено значимое содержание (с учетом порога чувствительности) Sc, Mn, Pb, V, Ti, Zn, Co, Ni, Cr (табл. 1).

Полученные результаты обработаны методом главных компонентов факторного анализа. Структура ведущего (1-го) фактора определяется высокими положительными нагрузками: Co 0,86, V 0,85, Zn 0,81, Mn 0,64, Ni 0,56, Sc 0,53, Ti 0,50. При этом положительные значения фактора связаны только с породами габбро-пироксенитовой зоны (рис. 5). Следовательно, именно формирование этой зоны является наиболее значимым процессом в геохимической истории интрузива: 1-й фактор, в структуре которого выделена указанная элементная ассоциация, имеет наибольший вес в системе. Наибольшая дисперсия 1-го фактора характерна только для пород габбро-пироксенитовой зоны, где значения фактора «скачут» от максимально высоких положительных до максимально низких отрицательных, демонстрируя высокую степень дифференциации вещества, что отражает ритмично-контрастную расслоенность пород данной зоны. Ниже и выше габбро-пироксенитовой зоны (пачка трахитоидных габбро и пачка габбро-диоритов соответственно) значения фактора отрицательны. При этом для обеих указанных пачек отчетливо выявляется направленный тренд с нарастанием значений 1-го фактора снизу

Таблица 1

Содержание микроэлементов в породах массива Вялимяки, г/т

Параметр	Sc	Mn	Pb	V	Ti
Количество определений	168	168	168	168	168
Среднее	14,68	13 15,30	13,26	232,86	6069,94
Минимум	1,00	20,00	2,00	20,00	100,00
Максимум	100,00	10 000,00	70,00	2000,00	20 000,00
Стандартное отклонение	13,83	1593,05	10,61	280,28	5650,73
Параметр	Zn	Co	Ni	Cr	
Количество определений	168	168	168	168	
Среднее	194,46	53,01	45,63	37,88	
Минимум	20,00	5,00	5,00	1,00	
Максимум	700,00	300,00	300,00	700,00	
Стандартное отклонение	178,26	33,32	40,93	67,60	

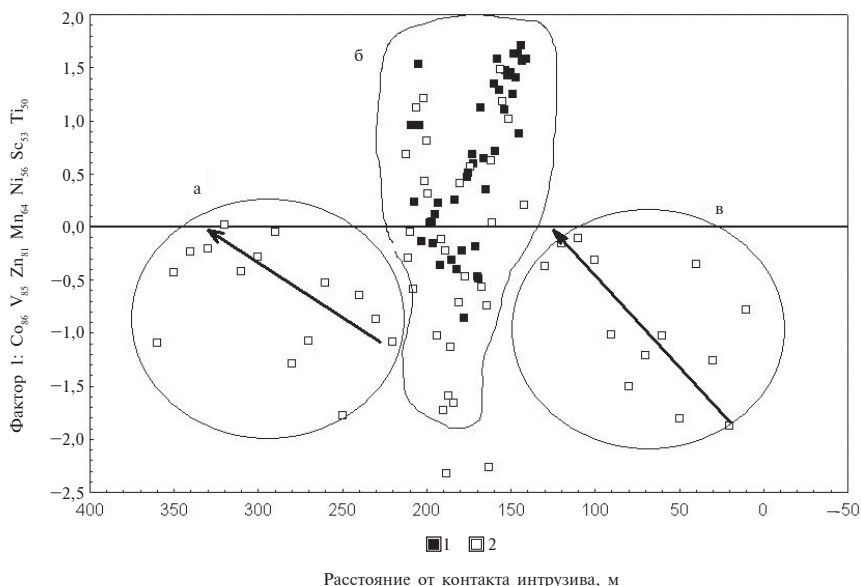


Рис. 5. Вариации значений 1-го фактора по разрезу интрузива Вялимяки (стрелками показан тренд при движении снизу вверх):
1 — клинопироксениты; 2 — габброиды (поля точек, соответствующие породам диоритовой зоны (а), габбро-пироксенитовой зоны (б), зоны трахитоидных габбро (в))

вверх по разрезу, в отличие от габбро-пироксенитовой зоны, где такой направленности выделить нельзя. Можно полагать, что особый статус данной зоны, как рудовмещающей пачки, связан именно со скачкообразным характером дифференциации вещества в ее пределах, в отличие от эволюционного тренда, свойственного другим зонам массива.

По-видимому, закономерное изменение фактора по разрезу интрузива сопряжено с эволюцией микроэлементного состава пород, которая обусловлена дифференциацией вещества на магматическом этапе. Выделенная элементная ассоциация (Co, V, Zn, Mn, Ni, Sc, Ti) может обособливаться или в твердой фазе при кристаллизации и накоплении темноцветных и рудных минералов, или в остаточном расплаве при кристаллизации значительных объемов плагиоклаза. Направленность тренда в нижележащей зоне трахитоидных габбро свидетельствует о накоплении этих элементов в остаточном расплаве при формировании габбро нижней части разреза. Дальнейшая кристаллизация такого расплава была сопряжена с контрастной дифференциацией вещества, обусловившей формирование пород

Таблица 2

Химический состав пород массива Вялимяки

Компо- нент	Порода (образец)															
	гб (530/1)	гб (530/2)	п (531)	гб (535)	гб (536)	гб (536/1)	гб (537)	гб (538)	гб (539)	гб (540)	гб (971/1)	гб (973)	гб (976)	д (981)	гб (985)	гб (986/2)
SiO ₂	50,60	52,00	35,00	49,60	51,20	49,40	53,00	54,40	53,20	53,30	51,90	51,30	53,80	54,70	48,90	56,00
Al ₂ O ₃	21,20	21,10	7,08	16,00	17,30	21,20	18,00	23,10	18,10	17,40	17,50	16,80	18,10	19,00	16,30	19,00
TiO ₂	0,73	0,76	2,94	1,16	0,98	0,89	0,88	0,41	0,85	0,86	0,94	0,98	0,76	0,69	1,08	0,64
Fe ₂ O _{3f}	8,84	8,43	28,30	13,60	11,60	9,45	9,92	4,71	9,52	10,20	10,50	11,60	9,40	8,11	13,00	7,56
MnO	0,13	0,15	0,24	0,23	0,20	0,13	0,17	0,08	0,17	0,18	0,18	0,21	0,17	0,14	0,23	0,12
MgO	2,31	2,05	11,00	4,36	3,88	2,59	3,09	1,13	2,94	3,25	2,80	3,48	2,61	2,17	4,76	2,55
CaO	6,30	7,02	13,40	6,75	6,61	8,86	6,14	7,58	6,69	6,07	6,10	7,63	6,21	5,65	9,16	5,30
Na ₂ O	4,10	3,66	0,56	2,76	3,38	4,23	3,47	5,53	3,73	3,40	3,52	3,44	3,83	3,70	3,29	5,40
K ₂ O	2,48	3,25	0,72	3,73	2,73	1,62	3,84	1,50	3,61	3,75	3,46	3,01	3,71	4,15	1,72	2,01
P ₂ O ₅	0,43	0,49	0,24	0,61	0,54	0,65	0,42	0,32	0,39	0,42	0,48	0,57	0,44	0,36	0,59	0,31
п.п.п.	2,47	0,81	0,19	0,74	1,14	0,66	0,71	0,90	0,39	0,73	2,23	0,57	0,58	0,86	0,62	0,65
Сумма	99,60	99,70	99,60	99,50	99,60	99,60	99,60	99,70	99,60	99,60	99,60	99,70	99,60	99,60	99,70	99,60

Компо- нент	Порода (образцы)														
	гд (987)	гб (988/1)	гб (990)	п (619)	п (625)	гб (626/1)	п (626/1a)	п (626/3)	п (626/4)	гб (626/6)	п (626/6-1)	п (626/7)	п (626/8-2)	п (626/9)	гб (626/10)
SiO ₂	54,60	52,70	52,40	48,50	43,20	51,50	47,50	35,70	39,40	54,90	42,10	36,60	37,90	39,00	50,70
Al ₂ O ₃	18,70	18,50	18,20	8,53	7,37	16,30	8,72	5,41	3,83	13,90	2,48	3,42	3,30	3,35	18,10
TiO ₂	0,68	0,74	0,79	0,86	1,59	0,98	1,15	1,90	1,99	0,92	1,45	2,38	2,00	2,19	0,87
Fe ₂ O _{3f}	7,87	8,70	9,63	10,40	17,80	11,60	18,40	23,80	26,60	11,10	21,50	29,10	23,80	26,50	10,30
MnO	0,16	0,15	0,17	0,15	0,18	0,21	0,25	0,22	0,21	0,23	0,24	0,27	0,24	0,29	0,16
MgO	2,33	2,63	2,79	14,00	12,80	4,22	9,07	10,40	11,00	3,64	12,90	11,50	12,00	11,40	3,43
CaO	6,34	6,67	6,94	13,80	14,00	7,56	10,90	16,10	15,70	6,99	18,20	16,50	16,30	15,90	7,81
Na ₂ O	4,21	3,83	4,26	1,51	1,03	3,24	1,50	0,74	0,50	5,27	0,02	0,02	0,36	0,28	4,01
K ₂ O	3,96	3,53	3,11	1,10	1,00	2,88	0,96	0,87	0,55	2,06	0,37	0,22	0,28	0,29	2,48
P ₂ O ₅	0,35	0,39	0,47	0,10	0,02	0,48	0,20	0,02	0,02	0,39	0,02	0,02	0,02	0,19	0,45
п.п.п.	0,46	1,77	0,89	0,51	0,48	0,61	1,02	4,38	0,05	0,31	0,29	0,05	3,33	0,23	1,17
Сумма	99,60	99,60	99,70	99,50	99,50	99,60	99,70	99,60	99,60	99,60	99,60	99,60	99,60	99,70	99,60

Примечания: гб — габбро; п — пироксенит; гд — габбро-диорит.

габбро-пироксенитовой зоны, отчетливо специализированных на Co, V, Zn, Mn, Ni, Sc, Ti, и ванадиеносных титаномагнетитовых руд.

Для изучения петрохимических характеристик пород, составляющих массив Вялимяки, нами использованы результаты силикатного анализа (табл. 2), выполненного для 31 пробы. Представительную выборку составили габбро нижней габбровой зоны, габбро, пироксениты и диориты контрастно расслоенной зоны и габбро-диориты верхней зоны. Пробы отобраны по трем профилям в крест простирания зональности массива.

На всех петрохимических диаграммах отчетливо выявляется повышенная щелочность пород Вялимякского интрузива (рис. 6).

На классификационных диаграммах (см. рис. 6, а, б) они образуют единый тренд в полях от ультрабазитов через габбро до габбро-диоритов и диоритов, занимая пограничную область между субщелочными и щелочными составами по уровню содержания калия и натрия. По щелочному индексу Пикока (см. рис. 6, в) породы комплекса принадлежат к щелочной и известково-щелочной (высокока-

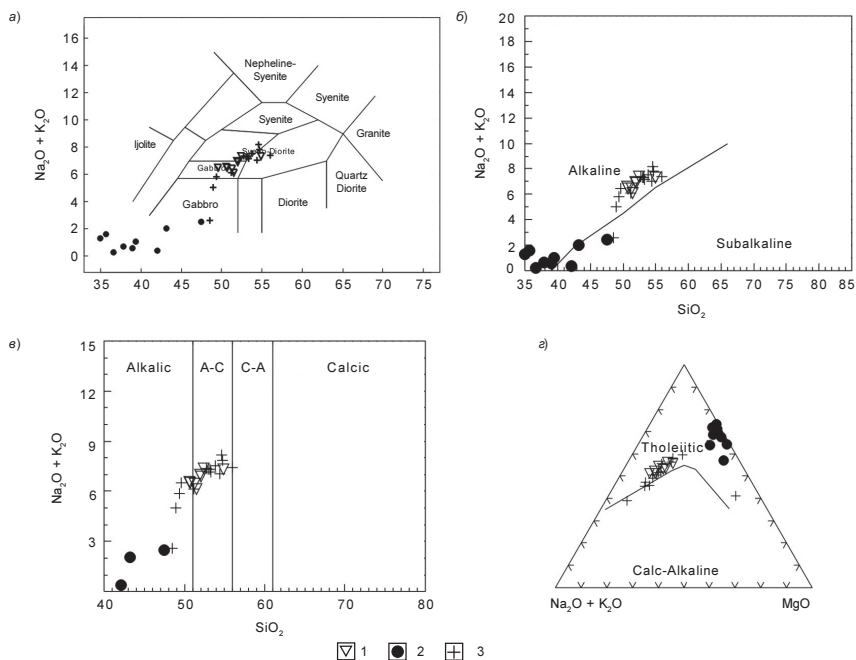


Рис. 6. Петрохимическая характеристика пород массива Вялимяки:

1 — зона трахитоидных габбро; 2 — габбро-пироксенитовая зона;

3 — габбро-диоритовая зона

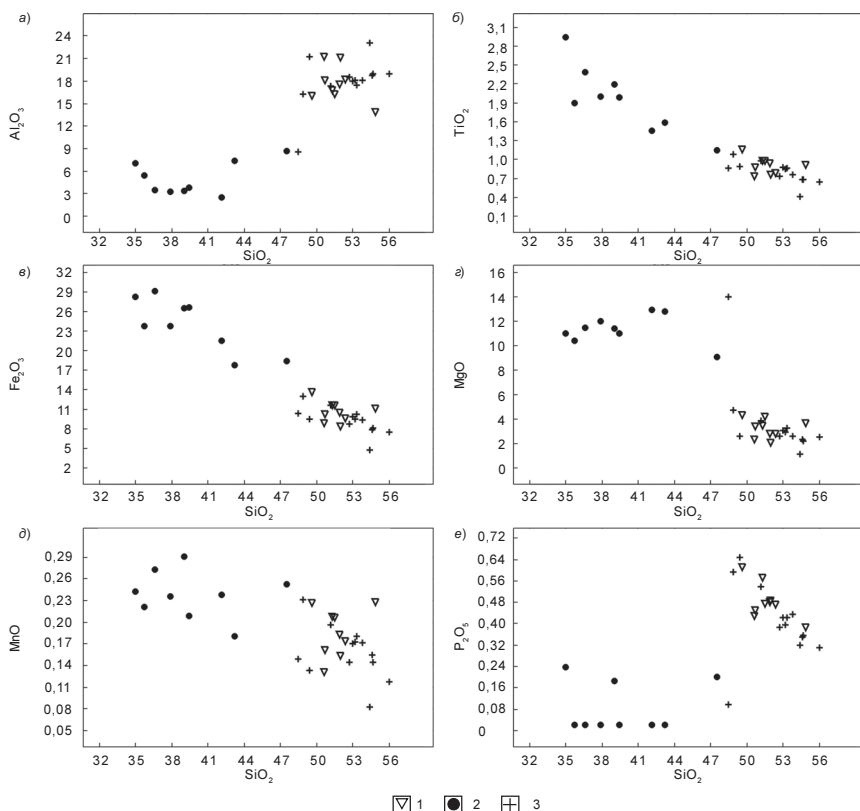


Рис. 7. Вариационные диаграммы пород массива Вялимайки:

1 — зона трахитоидных габбро; 2 — габбро-пироксенитовая зона (пироксениты и габброиды); 3 — зона габбро-диоритов

лиевой) серии; на диаграмме AFM (см. рис. 6, г) они образуют тренд по границе толеитовой и известково-щелочной серий, что отражает повышенную железистость пород вялимайского комплекса. Отдельное поле на диаграмме занимают пироксениты в соответствии с низкой щелочностью и повышенной железистостью этих пород.

Вариационные диаграммы для пород массива (рис. 7) демонстрируют эволюционный тренд составов от пироксенитов к габброидам. При этом для титана и железа данный тренд отчетливо линейный. Для всех остальных элементов такая линейность нарушается разбросом точек, соответствующих пироксенитовым телам, по оси SiO_2 . Это сопряжено со значительными вариациями содержаний титаномагнетита, что обуславливает соответствующие резкие вариации содержаний алюмосиликатных фаз (и, следовательно, кремнезема) в данных породах.

Абсолютный возраст пород Вялимякского массива

Для оценки возрастных соотношений изучены цирконы из пород Вялимякского массива. Исследования проводились нами совместно с К. И. Лоховым (ЦИИ ВСЕГЕИ) и В. О. Халеневым (СПбГУ) [Лохов, 2004]. Использовался метод локального U—Pb анализа цирконов при помощи вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP II.

Для анализа были отобраны цирконы из трех типов пород интрузива: 1) лейкогаббро; 2) роговообманковый пироксенит; 3) метасоматически измененные калишпатизированные габбро.

В пределах ошибки все породы оказались разновозрастные: замеры по цирконам из лейкогаббро легли на конкордию (рис. 8) и дали возраст $1893,6 \pm 6,4$ млн. лет; для цирконов из измененных габбро измерения с небольшим расхождением также легли на конкордию (рис. 9) и дали возраст $1900,4 \pm 6,4$ млн. лет; для пироксенитов, в которых был обнаружен сложный циркон, представленный тремя генерациями, возраст оказался дискордантным (рис. 10) и показал на верхнем пересечении 1874 ± 24 млн. лет, а на нижнем пересечении, соответствующем мелкокристаллическому циркону, выполняющему трещины в зернах цирконов ранних генераций, — 507 ± 53 млн. лет.

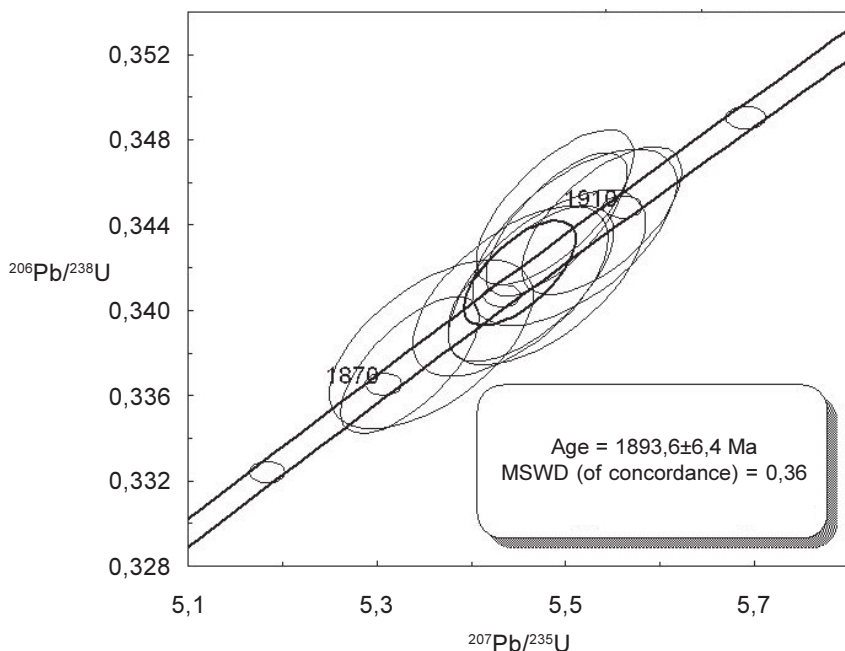


Рис. 8. Результаты изотопного датирования лейкократовых габбро

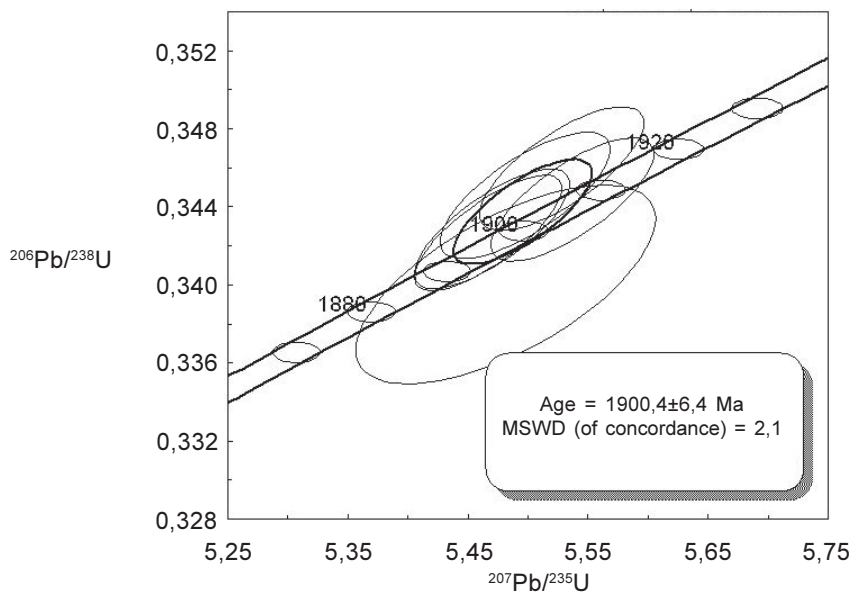


Рис. 9. Результаты изотопного датирования метасоматически измененных габбро

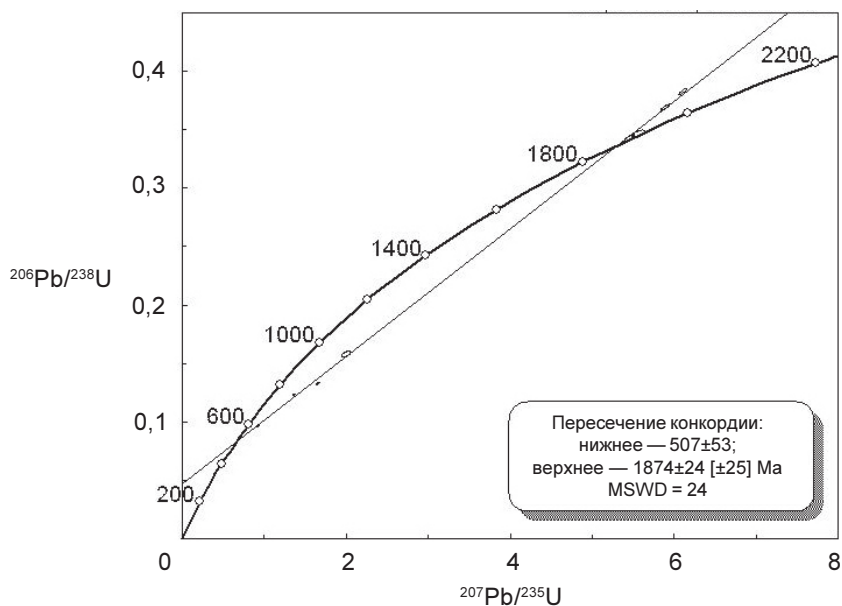


Рис. 10. Результаты изотопного датирования роговообманковых пироксенитов

Таким образом, абсолютное датирование указывает (в пределах погрешности определения) на почти одновременное формирование пироксенитовых тел и габброидов Вялимякского массива.

Результат хорошо согласуется с приведенными выше геологическими данными о рвущем характере интрузива по отношению к сланцам ладожской серии (возраст которых оценивается в пределах 1,91—1,89 млрд. лет (нижний калевий)) и с наблюдениями о генетической и геохимической сопряженности пироксенитов и габбро, формировавшихся совместно в процессе становления Вялимякского интрузива.

Интрузивные породы массива Вялимяки

Диориты приконтактной зоны — это плотные мелкозернистые породы, сложенные примерно на 50 % плагиоклазом (№ 35—40, иммерсионный метод). Темноцветные минералы представлены клинопироксеном, роговой обманкой, биотитом. Плагиоклаз образует лейстовидные и пластинчатые зерна, нередко ориентированные по простиранию контакта массива. Крупные размеры зерен плагиоклазов (3—4 мм) на фоне мелко-равномерно-зернистой темноцветной массы создают порфировидный облик породы.

Трахитоидные габбро. Слагают соответствующую зону в восточном блоке и фрагментарно проявляются в западном, представляют собой породу серого цвета, на выветрелой поверхности которой резко выступают удлиненные кристаллы плагиоклаза размером до первых миллиметров. *Плагиоклаз* пластинчатой, реже — лейстовидной, формы с характерными тонкими полисинтетическими двойниками соответствует андезину (№ 42—45, иммерсионный метод). *Клинопироксен* (диопсид) бледно-зеленого цвета практически нацело замещается актинолитом и вторичной зеленой роговой обманкой, сохраняются лишь первичные контуры зерен с реликтами исходного клинопироксена. *Магматическая роговая обманка* плеохроирует в буро-коричневых тонах, интенсивно опацифицирована, в значительной степени замещается актинолитом и хлоритом. Ее содержание в породе не превышает 10 %. *Биотит* красно-коричневого цвета является второстепенным или породообразующим минералом габбро, содержится в количестве от 3—4 до 15—20 %, нередко опацифицирован, ассоциирует с *апатитом* (1—5 %), замещается вторичным зеленым биотитом и хлоритом.

В строении габбро-пироксенитовой зоны принимают участие породы пироксенитовых тел, а также габбро, габбро-диориты и диориты, вмещающие эти тела.

Лейкократовые и мезократовые габбро. Распространены в пределах зоны довольно широко, однако крайне неравномерно. Характеризуются отсутствием трахитоидности. Структура варьирует от мелко- до крупнозернистой, встречаются пегматоидные разновидности габбро. К ранним минералам относятся пластинчатые выделения *клинопироксена*, межзерновое пространство заполняют ксеноморфные зерна *плаггиоклаза*. Характерно стабильное присутствие *роговой обманки* и *биотита* в качестве пороодообразующих минералов (10—20 %), а также раннего *апатита*.

Диориты и габбро-диориты. Образуют разрозненные выходы в пределах габбро-пироксенитовой зоны с постепенным переходом к описанным выше габбро. Серые, светло-серые породы по внешнему облику очень схожи с габбро. Зерна *плаггиоклаза* (An № 43 — 56) образуют основную матрицу породы (50—60 %), а меланократовые фазы — скопления в межзерновом пространстве *плаггиоклазов*. Меланократовые фазы представлены ксеноморфными реликтовыми зернами *клинопироксена* в сростании с *роговой обманкой* и *биотитом*. Отмечается присутствие *апатита* в породе (до 2 %).

Породы пироксенитовых тел. Они встречаются не только в составе крупных пироксенитовых линз, формируя их внутреннюю зональность, но и в виде шлировидных, жилородобных, иногда пегматоидных разновидностей по всей площади габбро-пироксенитовой зоны.

Среди ***клинопироксенитов*** выделены *плаггиоклазовые* и *плаггиоклазсодержащие*, *биотитовые* и *биотитсодержащие*, *роговообманковые* и *рудные магнетитовые пироксениты*. Разновидности определяются процентным соотношением пороодообразующих и второстепенных минералов, встречаются в структуре тел в виде отдельных линз либо образуют протяженные зоны.

Кумулюсный парагенезис пироксенитов представлен *клинопироксеном* (от 30 до 95 %), *роговой обманкой* (от 1 до 50 %) и *биотитом* (до 10 %). Также, в пределах 1 %, присутствуют *титаномagnetит* и *апатит*. Ведущим минералом кумулюсного парагенезиса является *клинопироксен* (диопсид), который представлен либо отдельными идиоморфными, реже — гипидиоморфными, зернами размером 1—3 мм, либо сегрегациями зерен. Первично-магматическая *роговая обманка* — это отдельные небольшие гипидиоморфные зерна размером около 1 мм, которые образуют сегрегации с *пироксеном*. Она выделяется бурыми тонами окраски и интенсивной опацизацией. К таким сегрегациям приурочен и первичный *биотит* красно-коричневого цвета. *Титаномagnetит* и *апатит* образуют единичные идиоморфные зерна (0,1—0,2 мм) и скопления зерен, включенные в *роговую обманку*, *биотит*, реже — в *клинопироксен*.

Минералы интеркумulusного парагенезиса — плагиоклаз (до 20 %), титаномагнетит (1—20 %), апатит (1—4 %) — заполняют межзерновое пространство, а также внутриминеральные трещины кумулюсных фаз.

Рудные оливиниты и верлиты. Присутствуют в центральных частях пироксенитовых тел, где образуют небольшие линзы. *Оливин* (около 50—60 %) с характерной для него округлой формой в значительной степени замещен вторичными минералами (серпентин и пылевидный магнетит), которые развиваются по краям зерен. До 45 % объема породы в межзерновом пространстве оливина занимают магнетит с тонкими ламеллями ильменита и ильменитовые сегрегации.

Горнблендиты. Встречаются в виде отдельных линз преимущественно в нижнем эндоконтакте пироксенитовых тел. Кумулюсный парагенезис представлен роговой обманкой (от 60 до 95 %), клинопироксеном (от 0 до 10 %), биотитом (от 1 до 10 %), титаномагнетитом (1—2 %) и апатитом (< 1 %). Первично-магматическая бурая *роговая обманка* образует массивные пластинчатые и удлиненные гипидиоморфные кристаллы размером 1—5 мм, интенсивно опацифицирована. Небольшие реликты резорбированных зерен *клинопироксена* (до 0,5 мм), как правило, включены в роговую обманку наряду с единичными идиоморфными округлыми зернами *апатита* и *титаномагнетита* размером около 0,1 мм. Красно-коричневый магматический *биотит* (~ 0,5 мм в поперечнике) занимает межзерновое пространство роговой обманки. Интеркумulusный парагенезис составляют зерна плагиоклаза размером 0,5—1,5 мм в виде слепка межзернового пространства кумулюсных минералов (5—15 %), а также идиоморфные зерна *апатита* размером около 0,25 мм (до 3 %).

Роговообманковые меланократовые габбро. Встречаются в пределах пироксенитовых тел и представляют собой средне- и крупнозернистые неравномерно-зернистые породы. *Клинопироксен* (диопсид), занимающий около 50 % объема породы, — это гипидиоморфные пластинчатые зерна, обеспечивающие основной структурный «мотив» породы. Он является одной из ранних фаз. Бурая магматическая *роговая обманка* составляет 10—15 %; гипидиоморфные и ксеноморфные зерна образуют сростания с клинопироксеном и заполняют его межзерновое пространство. *Плагиоклаз*, который представлен ксеноморфными зернами и заполняет межзерновое пространство клинопироксена и роговой обманки, занимает 35 % породы. В качестве второстепенных минералов отмечены *биотит* (до 5 %) и *титаномагнетит* (до 5 %).

Диориты. Слагают завершающую часть разреза восточного блока, образуя постепенный переход с габбро, и представляют собой средне- и равномернозернистые мезо-, меланократовые породы. Плаги-

оклаз, содержание которого может достигать 60 %, выделяется на фоне мелкозернистой меланократовой массы, придавая породе порфириовидный облик. Меланократовая ассоциация представлена амфиболом (около 25 %), биотитом (около 10 %) и клинопироксеном (около 1 %). Апатит составляет около 1 %, на вторичные минералы приходится до 3 % общего объема породы.

Вторичные изменения по плагиоклазу (в габброидах и диоритах) представлены *соссюритом*, который замещает до 30 % площади зерен плагиоклаза. Ярко проявлена калишпатизация: как правило, в пределах зерен плагиоклаза наблюдаются участки с характерной микроклиновой решеткой. Особо следует отметить участки локализации интеркумулусного апатита в плагиоклазсодержащих породах пироксенитовых тел. К этим участкам приурочены скопления крупных зерен *эпидота* и *цоизита*, часто в ассоциации с *карбонатами* и *вторичным биотитом*; эти скопления развиваются или по плагиоклазу вокруг зерен апатита, или по внутриминеральным и межминеральным трещинам в апатите, плагиоклазе, клинопироксене, бурой роговой обманке.

Вторичные замещения по клинопироксену (в габброидах и пироксенитах) проявлены в виде актинолитизации и хлоритизации. *Актинолит* образует сегрегации лучистых, удлинённых кристаллов, развивающихся по пироксену, замещая его практически полностью. В центральных частях зерна иногда сохраняются реликты незамещённого клинопироксена. Встречаются участки скоплений зерен клинопироксена, которые полностью замещены сплошными актинолитовыми агрегатами. *Хлорит* развивается по трещинам в зернах клинопироксена в виде кайм, а также нацело замещает кристаллы клинопироксена. Часто наблюдается последовательность вторичных замещений: клинопироксен → актинолит → хлорит.

Вторичные замещения по магматической роговой обманке (в пироксенитах) представлены вторичной роговой обманкой и биотитом. *Вторичная роговая обманка*, плеохроирующая в зеленоватых тонах, образует каймы либо нацело замещает зерна первичной бурой роговой обманки. При этом сохраняются единичные реликтовые участки опацизированной магматической роговой обманки. Вторичная роговая обманка «очищается» от пылевидных включений, связанных с опацизацией. *Вторичный биотит*, светло-коричневого и зеленовато-коричневого цвета, чаще всего образует краевые каймы замещения.

Вторичные изменения магматического биотита (в пироксенитах) сопровождаются появлением сфена и более позднего биотита. *Сфен* по внутриминеральным трещинам в красно-коричневом магматическом биотите образует цепочки мелких зерен размером около 0,01 мм.

При этом вблизи скоплений сфена биотит осветляется, утрачивает красноватый оттенок. *Вторичный биотит* частично замещает кристаллы первично-магматического либо выполняет трещины.

Зоны вторичных изменений в структуре Вялимякского массива

В породах массива широко проявлены вторичные изменения. Выделяются изменения приконтактовых зон, изменения, связанные с региональными метаморфическими процессами, а также вторичные изменения, проявленные в связи с наложенной блоковой тектоникой.

Повсеместно распространены вторичные изменения, проявленные в связи с региональными метаморфическими процессами. С различной интенсивностью затронуты породы всех зон, как восточного, так и западного блоков, что выражается в появлении биотит-амфиболовых вторичных парагенезисов, развивающихся преимущественно по меланократовым первичным минералам. Этот процесс практически не оставил «свежих» пород. Сохранились лишь ядра пороодообразующих минералов.

Наибольший интерес, на наш взгляд, представляют метасоматические измененные породы, широко развитые в связи с различными разломами, пересекающими массив. Как показано ранее, интрузив пересечен субмеридиональными и диагональными разрывными нарушениями (см. рис. 1). Отмечена четкая сопряженность метасоматических образований с системой восток-северо-восточного простирания и с оперяющими ее разломами более высоких порядков в зонах их пересечения с пироксенитовыми телами массива Вялимяки. Подобные метасоматические образования задокументированы нами в узлах пересечения систем разломов друг с другом в центральной части массива и с габбро-пироксенитовой зоной. Как правило, метасоматически измененные участки представляют собой протяженные зоны шириной до нескольких (десятков) метров. Зоны хорошо прослеживаются в рельефе, по тектоническим признакам (трещиноватость, сланцеватость в породах, зеркала скольжения и др.), а также по характерному красно-розовому оттенку пород из-за появления в них вторичного калиевого полевого шпата.

Метасоматические образования, сопровождающие эти тектонизированные зоны, отличаются преобладанием в породах актинолита, биотита, хлорита и калиевого полевого шпата. Особенностью таких зон является широкое развитие кварц-полевошпатовых, иногда с карбонатом, жильных тел. Мощность подобных тел редко превышает 10—15 см при длине 1—2 м. Простирание совпадает со сланцеватостью, трещиноватостью и генеральной ориентировкой тектонической зоны.

Наиболее детально данные метасоматические образования были изучены на участке Центральный, в зоне пересечения одноименного пироксенитового тела диагональным разломом.

Области метасоматической проработки здесь фиксируются по появлению актинолит-биотитовых пород, интенсивно обохренных, сопровождающихся жильоподобными кварц-полевошпатовыми телами и калишпатизацией окружающих пироксенитов. Размещение жил и метасоматитов обусловлено распределением разрывных нарушений в пределах участка Центральный (рис. 11). Длина жильных тел составляет 1,5—2,0 м при мощности 15—20 см, в участках раздува — до 40 см.

Отчетливо проявляется зональное строение самого крупного участка проявления метасоматических изменений (рис. 12), которое обусловлено присутствием субпараллельных жильных тел и околожильных метасоматитов мощностью до 3 м.

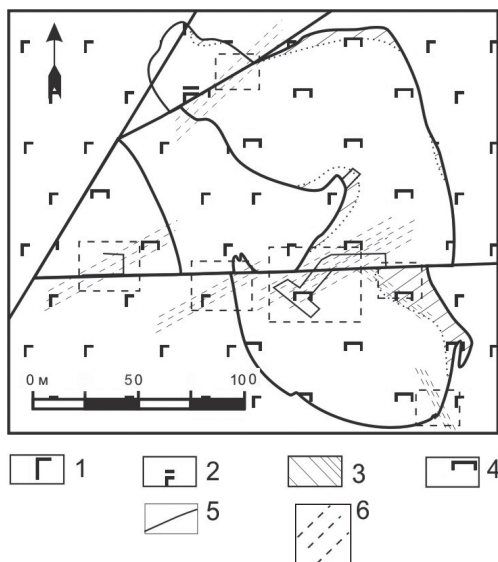


Рис. 11. Схема размещения метасоматических зон в пределах Центрального пироксенитового тела:
1 — габбро вмещающее; 2 — меланократовое габбро, внутреннее; 3 — линзы горнблендитов; 4 — роговообманковые пироксениты; 5 — разломы; 6 — зоны трещиноватости и участки проявления метасоматических изменений



1 — клинопироксенит;
2 — роговообманковый пироксенит
и горнблендит; 3 — актинолитизированный
пироксенит; 4 — хлорит-биотит-
турмалиновый метасоматит; 5 — кварц-
полевошпатовые жилы; 6 — калишпатизация;
7 — стенки карьера

Жильные и метасоматические породы

72

Минеральный состав *метасоматических пород*, приуроченных к зонам трещиноватости в пироксенитах, определяется различным соотношением хлорита, биотита, актинолита, турмалина (дравит); присутствуют кварц, карбонаты, микроклин, эпидот. Может сохраняться реликтовый титаномagnetит (до 90 % при взаимном пересечении метасоматических зон с рудными пироксенитами). Отмечаются брекчированные метасоматически измененные породы с сульфидным цементом, сульфидными прожилками и обильной сульфидной вкрапленностью (халькопирит-пирротин-пиритового состава). Переходы от метасоматических зон к вмещающим их породам постепенные и выражены зонально метасоматизированными клинопироксенитами и горнблендитами: вблизи контакта развиты сланцеватые актинолитизированные пироксениты, на удалении — биотитизированные и окварцованные пироксениты и горнблендиты, нередко с порфировластовыми включениями калиевого полевого шпата.

Жилоподобные тела приурочены к центральным частям метасоматических зон и ориентированы в соответствии с общим простиранием трещиноватости. Их контакты весьма отчетливы, мощность составляет первые десятки сантиметров, состав представлен двумя парагенезисами: кварц-полевошпатовым и существенно карбонатным.

Тонко-микрозернистая *кварц-полевошпатовая жильная* порода имеет «сливную» массивную текстуру от светло-серого до темно-коричневого цвета, состоит преимущественно из ортоклаза и кварца, на долю которых приходится до 90 % жильной массы. Встречаются существенно ортоклазовые (до 70 % ортоклаза) и существенно кварцевые (до 70 % кварца) жилы. Зерна *ортоклаза* крупные, гипидиоморфные, с неровными, изрезанными краями, межзерновое пространство выполнено мелкогранулированным *кварцем*, который в существенно кварцевых жилах составляет основную массу жильного вещества. В качестве второстепенного минерала присутствует мелкочешуйчатый биотит (5—10 %), отмечается сульфидная и реликтовая титаномagnetитовая вкрапленность.

Карбонатные жилы на 90 % сложены карбонатами, межзерновое пространство которых выполнено преимущественно актинолитом и хлоритом. В резко подчиненном количестве присутствует кварц, микроклин, эпидот, мелкая сульфидная вкрапленность.

Оруденение Вялимякского массива

Основной составляющей рудного комплекса массива являются ванадийсодержащие титаномagnetитовые с апатитом руды магматического генезиса.

Титаномагнетитовые руды целиком локализованы в пределах пироксенитовых тел массива. Внутри тел руды распределены неравномерно и тяготеют к центральным частям, однако повышенные содержания титаномагнетитовых руд устанавливаются и в краевых частях тел, что подтверждается наличием старых горных выработок. В рудных пироксенитовых телах выделяются зоны с содержанием титаномагнетита, не превышающим 10—15 %, и шлировидные обособления (30—40 %, в отдельных случаях — до 90 %). Размеры таких шлиров могут достигать 10 м.

Нами выделено четыре разновидности (парагенезиса) руд: 1) титаномагнетитовые (TiMgt — до 40 %); 2) титаномагнетитовые с апатитом (TiMgt — до 40 %, 1—15 % Ap); 3) ильменитовые (20—40 % Il); 4) магнетитовые (10—30 % Mt).

Минеральный состав рудных парагенезисов определяется преобладанием титаномагнетита с тонкими ламеллями ильменита (структуры распада твердого раствора). В подчиненных количествах присутствует ильменит, сегрегированный в краевых частях зерен магнетита, а также по трещинам. Иногда наблюдаются самостоятельные зерна ильменита. Следует отметить, что в зонах метасоматоза доля сегрегированного ильменита резко возрастает. В ассоциации с ильменитом и магнетитом часто присутствует апатит. Его содержание варьирует от нескольких долей процента до 10—15 %, составляя в большинстве случаев первые проценты. Титаномагнетит часто образует каркас породы, присутствует в межзерновом пространстве пороодообразующих силикатов, встречается также в виде включений в первично-магматических минералах (клинопироксен, роговая обманка, биотит).

Содержание пентоксида ванадия определено в тяжелых фракциях (гравитационных концентратах) из руд. Гравитационные концентраты разделены в магнитном поле (4000 эрстед) на магнитную и парамагнитную фракции, которые проанализированы отдельно (табл. 3). Среднее содержание V_2O_5 в магнитной фракции — около 2 % — на порядок выше, чем в парамагнитной фракции (0,2 %). Это свидетельствует о том, что основной носитель ванадия — титаномагнетит, составляющий до 90—95 % магнитной фракции. Электронно-микроскопические исследования подтвердили приуроченность ванадия к железистой шпинели; в процессе изучения состава и строения зерен титаномагнетита самостоятельных ванадиевых минеральных фаз не обнаружено. Это свидетельствует об изоморфной форме нахождения ванадия в руде аналогично известным промышленным объектам. В парамагнитной фракции основным носителем ванадия может быть титаномагнетит, включенный в ильменит.

Содержание пентоксида ванадия в парамагнитной и магнитной фракциях концентрата V_2O_5 , %

Номер образца	Фракции концентрата	
	парамагнитная	магнитная
006	0,25	2,50
005	0,14	1,43
008	0,19	2,71
010	0,16	2,14
407-1	0,19	2,71
408-6	0,29	2,00
408-1	0,21	2,14
600-6	0,12	1,61
407-4	0,19	1,36
14-с	0,12	1,79
Среднее	0,19	2,04

Ванадийсодержащие титаномагнетитовые руды массива Вялимяки сопоставимы с рудами уральских месторождений, в частности Гусевогорского. Сопутствующее апатитовое оруденение позволяет проводить аналогию с апатит-пироксенит-титаномагнетитовыми рудами Волковского месторождения. Ванадиеносные титаномагнетитовые руды Урала приурочены к верлит-клинопироксенит-габбровым комплексам, становление которых связывают с обстановками формирования палеозонсубдукции [Иванов, 1997]. По составу, геологическому строению, условиям становления и особенностям рудного комплекса массив Вялимяки вполне сопоставим с названными объектами. В пределах Карело-Кольского региона близких аналогов выявить не удалось.

Таким образом, в Вялимякском интрузиве оруденение магматической стадии соответствует ванадийсодержащему титаномагнетитовому минеральному типу с сопутствующей апатитовой минерализацией. Объем и степень концентрации этого оруденения определяются масштабом и контрастностью дифференциации вещества на магматическом этапе. Такая дифференциация в объеме интрузива Вялимяки приводит к формированию пачки контрастно дифференцированных пород, которая и контролирует локализацию первично-магматического оруденения.

Вторая составляющая рудного комплекса массива Вялимяки — выявленная нами благороднометальная минерализация. В пределах участка детализации Центрального пироксенитового тела (см. рис. 1, 11, 12) установлены и изучены метасоматиты, которые контролируются

зоной трещиноватости, сопряженной с диагональным разломом, пересекающим пироксенитовое тело. Зона метасоматитов представлена серией субпараллельных жильных тел и связанными с ними околожильными метасоматитами (см. рис. 11).

По результатам пробирного анализа были выбраны три пробы с повышенной концентрацией золота для дальнейшего обогащения и исследования самородного золота. Гравитационный концентрат получен в лаборатории ЗАО «Механобр Инжиниринг» с применением концентрационного стола. Немагнитная фракция (размером менее 0,5 мм) этих концентратов была изучена микроскопически и с применением микрозондового анализатора.

Во всех пробах обнаружены золотины. Зерна ксеноморфные, с сильным отражением (рис. 13). Цвет золота желтый с розовым и серебряным оттенком. Размеры зерен варьируют от нескольких микрометров до 150 мкм. В качестве лигатуры в золоте присутствует серебро и медь.

Среди факторов, контролирующих проявление благороднометальной минерализации, следует выделить: 1) состав рудовмещающих магматических пород — минерализация обнаружена в связи с пиро-

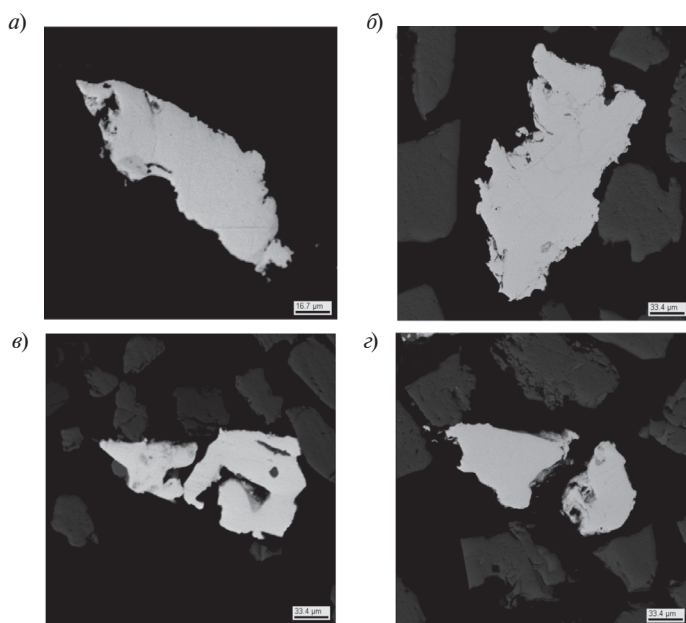


Рис. 13. Формы выделения золота. Изображение BSE:
а — образец 410/9 (78,6 % Au, 21,4 % Ag); б — образец 410/21 (80,8 % Au, 19,2 % Ag); в — образец 410/921 (76,8 % Au, 23,2 % Ag); г — образец 410/21 (84,5 % Au, 15,5 % Ag)

ксенитами зоны контрастной расслоенности массива; 2) оперяющая трещиноватость в связи с разломами восток-северо-восточного простирания; 3) присутствие кварц-биотит-турмалин-актинолитовых метасоматитов, считающихся золотосодержащей породой.

Обнаружение факторов, контролирующих распределение золотосодержащих метасоматитов, позволило составить схему размещения перспективных участков. Для их локализации было выполнено шлиховое опробование водотоков. Результаты позволили скорректировать положение участков, перспективных на обнаружение благороднометального оруденения (см. рис. 1).

Таким образом, можно считать, что наложенная дизъюнктивная тектоника контролирует проявление калиевого кремнекислого метасоматоза в Вялимякском интрузиве. Сопряжение такого метасоматоза с пироксенитами приводит к формированию кварц-калишпатовых и турмалин-биотит-хлорит-актинолитовых метасоматитов, что и определяет локализацию золотометального оруденения. Более перспективными являются узлы сопряжения трещиноватости северо-восточного простирания с пироксенитовыми телами пачки контрастно дифференцированных пород.

Габбро-пироксенитовая зона Вялимякского массива как аналог критических зон расслоенных интрузий перидотит-ортопироксенит-габбро-норитового ряда

Внимание к габбро-пироксенитовой зоне обусловлено не только ее сложным и неоднородным строением, но и тем, что к ней приурочены все рудопроявления, обнаруженные в массиве. Эта зона выделена нами как элемент первично-магматической зональности интрузива. Она прослежена в пределах всего восточного блока, а также на отдельных участках вдоль периметра массива в его западной части. На фоне двух смежных зон однородного состава (трахитоидные габбро, с одной стороны, и габбродиориты — с другой) габбро-пироксенитовая зона выделяется набором разнотипных пород. Эти породы различаются номенклатурной принадлежностью (от оливинитов до диоритов), меланократовостью (от пироксенитов до плагиоклазитов), зернистостью (от микро- и мелкозернистых до пегматоидных); характерно разнообразие текстурных признаков — от равномернозернистых до пятнистых и такситовых, появление директивных текстур, обусловленных ориентировкой удлиненных зерен плагиоклаза вдоль контактов разных пород. В пределах небольших участков наблюдается контрастное чередование габбро, диоритов, пироксенитов, верлитов, плагиоклазитов.

Степень дифференцированности системы напрямую связана с ее рудоносностью. Примером такой системы могут служить расслоенные интрузивы перидотит-ортопироксенит-габбро-норитового ряда и их так называемые критические зоны, под которыми принято понимать интервалы разреза интрузива с резкими, контрастными перепадами различных параметров (характеристик).

Повышенный интерес геологов к «критическим» зонам расслоенных интрузивов вызван не только специфическими структурными, петрографическими, минералогическими и геохимическими свойствами, но и связанным с такими зонами оруденением, поэтому выявление этих зон представляет, помимо научного, еще и практический интерес. Традиционно термины «критическая зона» и «критические явления» широко используются в литературе, посвященной расслоенным интрузивам, для обозначения интервалов разреза, обладающих аномальными для данных объектов структурными, петрографическими, минералогическими и геохимическими свойствами [Kazanov, 1999]. Среди признаков, сопровождающих критические интервалы разреза таких интрузивов, выделяют: 1) присутствие пород контрастного состава, в том числе мономинеральных; 2) повторное появление оливинсодержащих пород в высоких частях разреза интрузий; 3) значительное развитие пегматоидных структур, такситовых и пятнистых текстур; 4) резкие колебания состава породообразующих минералов; 5) присутствие минералов, содержащих летучие компоненты; 6) наличие признаков синмагматических деформаций и др.

Рассмотрим особенности габбро-пироксенитовой зоны Вялимякского интрузива с учетом указанных признаков. Необходимо подчеркнуть, что речь идет о сравнении признаков отдельно взятого участка разреза массива Вялимяки с некоторыми особенностями критических зон расслоенных интрузий, а не массивов в целом.

Габбро-пироксенитовая зона отчетливо маркируется появлением в разрезе пироксенитов, которые закономерно размещены на одном уровне в разрезе габбро-пироксенитовой зоны и представляют собой цепочку отдельных выходов тел различного размера. Пироксениты представлены как мелкими жилоподобными и округлыми шпировидными обособлениями и маломощными прослоями, так и достаточно крупными дифференцированными телами. Ориентировка длинных осей крупных тел совпадает с простиранием зональности (пачек) интрузива, внутреннее строение неоднородное, асимметрично-зональное, с контрастным чередованием меланократовых и лейкократовых разновидностей пород, простираение которых совпадает с простиранием пачек, выделенных в структуре интрузива в целом.

Таким образом, в габбро-пироксенитовой зоне массива Вялимяки отчетливо проявлены признаки расслоенности. При движении по раз-

резу в крест простирания зоны наблюдается контрастная смена пород (чередуются клинопироксениты, горнблендиты, мелано- и лейкократовые габбро, габбро-диориты, диориты, анортозиты). Здесь, в центральной части разреза интрузива, появляются линзы и тонкие прослои оливиновых пород (рудные оливиниты и верлиты) в пироксенитовых телах. Для отдельных участков установлена тонкая контрастная расслоенность вдоль контактов пироксенитовых тел с габброидами, которая в замыканиях пироксенитовых тел выражается в «расщеплении» контактов, выклинивании пироксенитов.

Как было показано ранее, габбро-пироксенитовая зона отличается скачкообразными колебаниями микроэлементного состава пород на фоне эволюционных трендов остальных интервалов разреза. Отмечены вариации составов плагиоклазов (от An № 32 до An № 56, кристаллооптические определения).

В описываемой зоне значительно развиты пегматоидные структуры в габбро и пироксенитах; вблизи их контактов такие структуры встречаются чаще всего, при этом иногда отмечаются тонкие выжимки меланократового мелкозернистого материала в средне-, крупнозернистых и пегматоидных породах. Следует отметить значительное развитие шлировидных обособлений пироксенитового состава в габбро, слагающих данную зону. Для отдельных участков характерны угловатые обломки пироксенитов в blastsмилонитизированной матрице габброидов. Вероятнее всего, это связано с тем, что меридионально и диагонально ориентированные деформации проявились еще на магматическом этапе.

В составе пород габбро-пироксенитовой зоны существенную роль играют минералы, содержащие летучие компоненты: магматическая роговая обманка и биотит как породообразующие минералы пироксенитов; магматический апатит в интеркумулусной позиции и в трещинах кумулусных меланократовых фаз, сопровождающийся вторичными эпидотом, карбонатами, биотитом, хлоритом, актинолитом, что может указывать на синминерализационные тектонические деформации с участием летучих.

Контакты между меланократовыми и лейкократовыми разновидностями габбро-пироксенитовой зоны разнообразны: постепенный контакт присущ мелким пироксенитовым прослоям и линзам, а четкий резкий контакт характерен для шлиров и крупных пироксенитовых тел. Эти наблюдения интерпретируются нами как два варианта развития событий — эволюционный и скачкообразный. Первый вариант выражается в направленной дифференциации вещества снизу вверх по разрезу и приводит к постепенной смене лейкократовых пород (габбро) на меланократовые (пироксениты). Второй вариант связан со скачкообразным выделением из расплава крупных объемов

пироксенитового вещества, которое претерпевает последующую дифференциацию в выделившемся объеме. В результате формируется наблюдаемый облик контрастной пачки, где цепочка крупных дифференцированных пироксенитовых тел с четкими контактами окружена лейкократовыми породами с «пятнистым» распределением небольших по размерам меланократовых шлиров и прослоев.

Появление дифференциатов пироксенитового состава сопряжено, на наш взгляд, с повышением давления летучих (в частности, воды) в определенный период кристаллизации расплава, о чем свидетельствуют роговообманковые гипербазиты, многочисленные скопления апатита, а также интенсивный эпидот-актинолит-карбонатный метасоматоз постмагматической стадии, характерный для пород габбро-пироксенитовой зоны. Особенно высока доля перечисленных образований вблизи нижнего контакта пироксенитовых тел. Насыщение расплава летучими может привести или к его расслоению ввиду неустойчивости такой системы, или к резкой смене состава кристаллизующихся фаз. Возможность изменения состава кристаллизата на пироксенитовый вместо габбрового при повышении давления воды в системе следует из вариаций кривых солидуса в системе анортит—диопсид при разных давлениях воды [Йодер, 1965]. Изменение активности летучих может происходить или вследствие их накопления в остаточном расплаве при кристаллизации интрузива, или в результате их сепарации при резком понижении давления в системе в момент тектонических подвижек, или в результате их привноса извне (сквозь магматические флюидизированные потоки, например).

Таким образом, формирование пироксенитовых тел массива происходило при активном участии летучих (H_2O , CO_2 , P_2O_5) и в режиме синкристаллизационных тектонических деформаций. По-видимому, именно эти два фактора сыграли решающую роль: интервал разреза Вялимякского интрузива, соответствующий габбро-пироксенитовой зоне, резко выделяется своими аномальными структурными, текстурными, петрографическими, минералогическими и геохимическими характеристиками по сравнению с остальными частями разреза, что обеспечивает его сходство с критическими интервалами известных расслоенных интрузивов.

Факторы, определяющие строение Вялимякского массива и распределение рудной минерализации

Массив Вялимяки имеет сложное неоднородное внутреннее строение с участием широкого спектра пород — от оливинитов и верлитов до габбро-диоритов. Эта неоднородность определяется первично-

магматической зональностью интрузива, осложненной наложенной интенсивной блоковой тектоникой. Отличительная черта внутреннего строения интрузива — наличие элементов контрастной расслоенности, объединяемых нами в габбро-пироксенитовую зону.

Дополнительный элемент, осложняющий современный облик массива, — жильно-метасоматические проявления, сформированные вследствие сложной многоэтапной истории постмагматических (тектонических, метаморфических и метасоматических) преобразований. Жильно-метасоматический комплекс занимает секущее положение к первично-магматическим структурам массива и представлен хлорит-биотит-актинолитовыми метасоматитами с турмалином, кварцем, калиевым полевым шпатом, а также кварц-ортоклазовыми и карбонатными жилами.

Рудный комплекс массива определяется двумя составляющими: ванадий-содержащие титаномагнетитовые с апатитом руды магматического этапа и благороднометалльная минерализация метасоматических зон.

Определяющее значение для локализации оруденения имеет габбро-пироксенитовая зона. Решающую роль в формировании рудных ассоциаций сыграло, по-видимому, присутствие летучих в этой зоне как на магматическом, так и на постмагматическом этапах. Размещение руд магматического этапа контролируется распределением летучих в пределах габбро-пироксенитовой пачки. Минеральные парагенезисы, насыщенные летучими компонентами, характерны для участков проявления крупных пироксенитовых тел. В этих телах титаномагнетитовое оруденение сопряжено с роговообманковыми клинопироксенитами — результатом дифференциации магматического расплава в условиях меняющегося, но в целом высокого давления воды. Апатитовые скопления связаны в большинстве случаев с горнблэндитами, которые тяготеют к эндоконтактовым зонам пироксенитовых тел и формировались, по-видимому, вследствие высокого исходного давления летучих, что и обеспечило появление водосодержащих (роговая обманка) и фосфорсодержащих (апатит) фаз магматического этапа, а также эпидотовый и карбонатный метасоматоз постмагматического этапа. Благороднометалльная минерализация метасоматической стадии отчетливо связана с метасоматитами по титаномагнетитовым клинопироксенитам в местах сопряжения основных разрывных нарушений массива с пироксенитовыми телами.

Установленный к настоящему времени масштаб оруденения не позволяет рассматривать массив Вялимяки как промышленно значимый объект в соответствии с современными кондициями. Однако

руды массива могут использоваться в комплексе с рудными объектами близлежащих территорий.

Авторы искренне признательны сотрудникам кафедры ГМПИ геологического факультета СПбГУ О. В. Казанову, С. В. Петрову, С. И. Корнееву, Ю. С. Шелухиной, А. С. Воинову, Б. К. Львову, оказавшим помощь в проведении исследования, а также Ю. Л. Крецеру (РИАН, лаборатория «Кирси») за качественно выполненные микрозондовые исследования турмалинов и М. Д. Толкачеву (ИГГД РАН) за определение состава золота. Авторы благодарны К. И. Лохову (ЦИИ ВСЕГЕИ) и В. О. Халеневу (СПбГУ) за совместно выполненное изотопное датирование пород массива, Л. А. Ушинской (ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит») за пробирный анализ, Л. А. Тимохиной и И. И. Храмцовой (СПбГУ) за полуколичественный спектральный анализ.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Богачев В. А. U—Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья / В. А. Богачев [и др.] // Вестник СПбГУ. Сер. 7. — 1999. — Вып. 3, № 21.

Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксент-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис) / О. К. Иванов. — Екатеринбург : Изд-во Урал. ун-та, 1997.

Йодер Г. С. Происхождение базальтовых магм / Г. С. Йодер, К. Э. Тилли. — М. : Мир, 1965.

Казаков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах / А. Н. Казаков. — Л. : Наука, 1976.

Лохов К. И. Фанерозойские значения возраста в породах Балтийского щита по U—Pb методу по цирконам при помощи методики SHRIMP: контаминация проб или реальность? : тез. докл. XVII симп. по геохимии изотопов, Москва, 2004 / К. И. Лохов [и др.]. — М., 2004. — С. 155—156.

Саранчина Г. М. Петрология Вялимякской интрузии и связанное с нею рудопоявление / Г. М. Саранчина. — Изв. Карело-фин. науч.-исслед. базы АН СССР. — Петрозаводск, 1948. — № 2. — С. 32—42.

Светов А. П. Вулкано-плутонизм Северокарелии Балтийского щита / А. П. Светов, Л. П. Свириденко, В. И. Иващенко. — Петрозаводск, 1990.

Юдин Б. А. Окисные железно-титановые и железные руды магматических формаций Карелии и Кольского полуострова / Б. А. Юдин. — Петрозаводск : Карелия, 1987.

Boynnton W. V. Cosmochemistry of the Earth elements meteorite studies / W. V. Boynnton // Rare Earth Elements Geochemistry. — Amsterdam, 1984. — P. 63—114.

Kazanov O. V. Critical events in the ore-forming systems of layered intrusions / O. V. Kazanov, T. S. Zaytseva // Mineral Deposits: Processes to Processing. — Oulu : Stanley, 1999.

АРХЕЙСКИЕ ГАББРО-АНОРТОЗИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

А. В. Березин

*Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт им. А. П. Карпинского»
(ФГУП «ВСЕГЕИ»)*

Габбро-анортозиты архейского возраста широко распространены в пределах докембрийских щитов (Алданский щит, Канада, Африка, Гренландия и др.). Они образуют собственно массивы анортозитов и анортозитовые кумулаты в расслоенных интрузивах. С некоторыми из них связаны месторождения хрома, титана, железа и др., нередко с сопутствующими золотом и платиноидами. На территории российской части Фенноскандии габбро-анортозиты известны на Кольском полуострове (массив Патчемваракский, Магазин-Мусюр и др.).

В беломоридах габбро-анортозитовый комплекс, который ранее описывался в составе друзитов «первой возрастной группы» [Шуркин, 1964], был выделен В. С. Степановым (1981) и в дальнейшем разделен на два подкомплекса: боярский и котозерский [Stepanov, 2003]. Породы 1-го подкомплекса, представленные достаточно крупными телами (Боярский, Северопежостровский массивы), как правило, характеризуются расслоенностью и варьируют по составу от магнезиальных до железистых разностей ($\#Mg = 0,23\text{—}0,75$). Образования котозерского подкомплекса (Котозерский, Нигрозерский, Травяногубский и др.) слагают линзы и интенсивно метаморфизованные фрагменты пород, варьирующих по составу от пироксенитов до анортозитов, в амфиболитах и гранитогнейсах хетоламбинского тектонического покрова и отличаются повышенным содержанием глинозема ($\sim 25\% \text{ Al}_2\text{O}_3$) и высокой железистостью. Нередко они ассоциируют с гранатовыми амфиболитами. Пространственное совмещение габбро-анортозитов котозерского подкомплекса и комплекса ультрабазитов [Степанов, 1981], установленное во многих частях Беломорского пояса (озера Котозеро, Серяк), по-видимому, не случайно, и скорее всего, эти породы сближены по времени образования.

Указанные подкомплексы разновозрастные: 2440 млн. лет — средний возраст боярского подкомплекса (в том числе Северопежостровский массив имеет возраст 2455 Ма [Шарков, 2004]), котозерский подкомплекс, вероятно, древнее, что подтверждается пересечением котозерских габбро-анортозитов породами комплекса лерцолит-габбро-норитов

[Степанов, 1981] изотопного возраста 2446—2443 млн. лет [Ранний докембрий..., 2005] и гранодиоритов возраста 2850 Ма в районе озера Серяк [Stepanov, 2003].

На территории Кемского района (севернее г. Кеми) в процессе полевых работ (2005—2007) автором закартированы тела пород основного—ультраосновного состава с ильменит-магнетитовым оруденением Fe—Ti—V типа. Детальное изучение этих ранее неизвестных тел осуществлялось по следующим направлениям:

- выяснение геологической позиции тел базитов—ультрабазитов;
- изучение петрографических и петрогеохимических особенностей базитов—ультрабазитов;
- определение P — T -условий метаморфических преобразований;
- реконструкция последовательности образования пород и руд;
- определение возрастной и формационной принадлежности базитов—ультрабазитов Кемского района и их сравнительный анализ с аналогичными комплексами Беломорского подвижного пояса и мира.

Геология Кемского палеомассива

В структурном плане исследуемая площадь находится в пределах хетоламбинского тектонического покрова, сложенного породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации с прослоями амфиболитов. Юго-западнее покрова развит комплекс основания Карельского кратона, представленный биотитовыми гнейсами и гранитогнейсами плагиогранитного состава при подчиненной роли амфиболитов.

На рассматриваемой территории выявлено более 10 обособленных тел ультрабазит—базитового состава, относящихся предположительно к единому дифференцированному палеомассиву¹, метаморфизованному и тектонически разобщенному. Несколько фрагментов Кемского палеомассива (Пуэта, Сумашевское), относимого к котозерскому подкомплексу, вмещают окисное магнетит-ильменитовое оруденение, аналогичное таковому в Травяногубском (Палоярвинском) массиве [Степанов, 2001]. Размеры выявленных фрагментов 50—300 м в крест простираения и 100—1500 м по простираению. Предполагаемая изначальная площадь выхода Кемского палеомассива на современном срезе может быть приблизительно оценена не менее чем в 30 км². Все крупные фрагменты представлены субвертикально

¹ Единое тело (массив), с течением времени разобщенное на фрагменты вследствие тектоно-метаморфических процессов (термин свободного толкования).

залегающими телами интенсивно амфиболизированного меланократового габбро и плагиоамфиболитами (метаанортозитами), переходящими в гранатовые амфиболиты.

Тела базит—ультрабазитового состава хорошо фиксируются в магнитном поле конформно их обрамляющими вытянутыми положительными аномалиями.

Идентификацию пород на отдельных участках (обычно по периферии тел) затрудняют наложенный метаморфизм и интенсивная гранитизация. Обособления базитов—ультрабазитов в поле гранито-гнейсов расположены в виде цепочки тел, вытянутой дугообразно. Интерпретация этих тел как фрагментов (останцов) некогда единого палеомассива обосновывается их структурными соотношениями с породами рамы (макробудинаж), особенностями внутреннего строения и породными парагенезисами, а также характером оруденения.

Лучше других обнажены два фрагмента палеомассива: юго-западный (Пуэта) и центральный (Сумашевское). Приведем их краткое описание.

Примеры геологического строения тел

Юго-западный фрагмент Кемского палеомассива. Наблюдается в обнажениях, расположенных в 5 км к северо-западу от города Кемь. Он прослежен по простирацию на 1,0—1,5 км при мощности в крест простираения до 400 м. Фрагмент сложен метамеланогаббро, габбро-амфиболитами, метаанортозитами, гранатовыми амфиболитами и плагиоамфиболитами (рис. 1, а).

Наиболее меланократовые разности пород в массиве представлены зоной меланогаббро, массивного, крупнозернистого, мощностью более 230 м. На границе меланогаббро с зоной мезократовых габбро-амфиболитов наблюдаются линзы вкрапленных магнетит-ильменитовых руд. Линзы имеют до 1 м мощности и по простирацию прослеживаются на 100 м и более. Руды сложены гранатом, амфиболом и титаномagnetитом. Структура руд сидеронитовая, среднезернистая.

Зона мезократовых габбро-амфиболитов мощностью до 200 м имеет размытую (в пределах 2—3 м) границу с меланогаббро. Зона представлена темно-серыми и серыми габбро-амфиболитами. Породы массивные, средне- и крупнозернистые, амфибол-плагиоклазового состава. Иногда в них встречаются линзы более меланократовых разновидностей до 2—3 м по простирацию и до 20 см по мощности, являющиеся, по-видимому, реликтовыми (наименее измененными) участками метагаббро. Количество граната в некоторых местах составляет до 10—20 % объема пород.

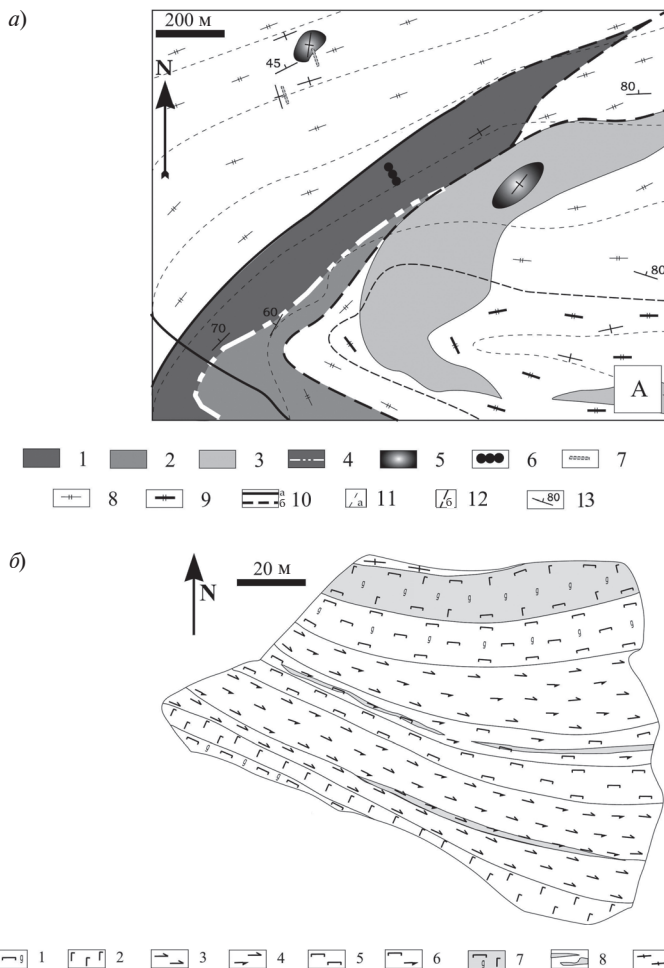


Рис. 1. Схема геологического строения фрагментов Кемского палеомассива: а — юго-западного: 1 — амфиболизированные меланогаббро (клинопироксениты); 2 — мезократовые габбро-амфиболиты; 3 — метанортозиты (плагиаомфиболиты); 4 — пачка вкрапленных Mgt—Ilm руд; 5 — интрузии комплекса лерцолитов-габбро-норитов (~ 2,44 Ga); 6 — жила керамического пегматита; 7 — дайковый комплекс габбро-долеритов (коронитовый; ~ 2,12 Ga); 8 — гранитогнейсы Bt; 9 — мезократовые гранитогнейсы Bt—Amf с прослоями амфиболитов; 10 — разломы (а — достоверные; б — предполагаемые); 11 — структурные линии (полосчатость, сланцеватость и др.); 12 — предполагаемая граница между толщами; 13 — элементы залегания; б — центрального: 1 — амфиболит гранатовый; 2 — габбро-амфиболовое; 3 — метанортозит; 4 — метанортозит амфиболовый; 5 — меланоамфиболит; 6 — амфиболит; 7 — метагаббро-апопироксенитовое гранатовое; 8 — массивные (вкрапленные, жильные) Mgt—Ilm руды; 9 — гранитогнейсы Bt

В рассматриваемом фрагменте палеомассива габбро-анортозитов наблюдаются секущие тела лерцолит-габбро-норитового состава и комплекса метапорфиров — гранатовых габбро [Степанов, 1981], а также более поздние гранитные пегматитовые жилы.

Центральный фрагмент Кемского палеомассива. Включает в себя группу мелких изолированных выходов в 5 км севернее города Кемь (рис. 1, б). Вмещающие породы представлены биотитовыми гранито-гнейсами и амфиболитами. Будиноподобная форма тел метагаббро-анортозитов в гранитогнейсах тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации указывает на интенсивную тектоно-метаморфическую переработку основных—ультраосновных пород палеомассива (рис. 2).

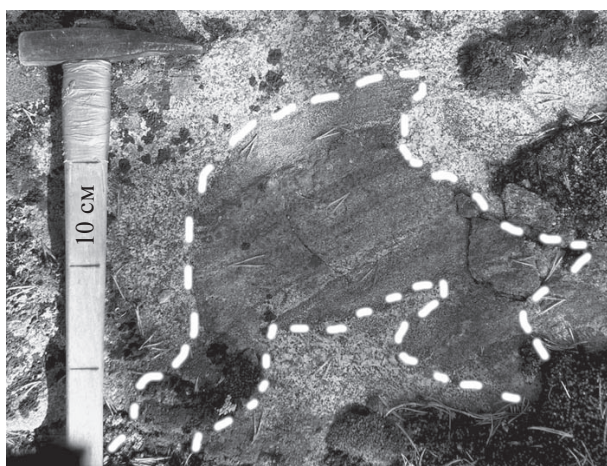


Рис. 2. Фрагмент габбро-анортозита в гранитогнейсе

Интенсивная переработка габбро-анортозитовых тел при ультра-метаморфизме привела к преобразованию их в амфиболиты, плагио-гнейсы и в дальнейшем — в гранитогнейсы.

Петрогеохимические особенности пород

Породы Кемского палеомассива по составу варьируют от меланогаббро и пироксенитов до анортозитов и по петрохимическим параметрам (табл. 1) являются аналогами железистых толеитов натровой серии. Они существенно отличаются от пород протерозойского боярского подкомплекса (рис. 3). Их главные отличительные признаки:

Таблица 1

Химический состав пород Кемского массива габбро-анортозитов, мас. %

Компо- нент	Пробы пород														
	071-к	2/10-к	3/11-к	4/12-к	5/13-к	076-к1	076-к2	7/16-к	079-к	073-к	0714-к	427-к1	429-к	4210-к	
SiO ₂	35,7	41,1	50,6	49,1	41,2	41,3	3,45	48	31,2	51,2	3,04	42,1	51,7	46,9	
Al ₂ O ₃	18,3	14,3	24,7	23,6	15,3	13,4	4,06	26,6	5,83	25,8	1,71	18,9	15,3	14,4	
TiO ₂	1,82	5,07	1,18	1,36	4,27	2,76	14,4	0,128	9,08	1,17	18,4	1,4	1,27	1,26	
Fe ₂ O ₃ t	27,3	20,2	5,87	7,39	21,4	20,2	72,3	4,13	38,5	4,31	74,4	14,6	14	14,4	
MnO	0,264	0,237	0,0841	0,0758	0,259	0,149	0,263	0,0587	0,41	0,0781	0,229	0,39	0,331	0,198	
MgO	11,6	5,87	2,04	2,55	5,75	8,94	1,55	4,3	8,85	1,35	1,48	5,85	4,78	8,46	
CaO	3,62	10,8	10,4	10,1	9,81	10,3	1,15	13,4	6,18	10	0,636	14,2	10,3	11	
Na ₂ O	0,681	1,68	4,25	4,19	1,22	1,54	0,137	2,67	0,475	4,82	0,301	1,43	1,61	2,35	
K ₂ O	0,0782	0,163	0,259	0,141	0,171	0,319	0,0932	0,158	0,101	0,333	0,0906	0,407	0,276	0,336	
P ₂ O ₅	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,0992	0,0874	0,078	
п.п.п.	0,724	0,467	0,59	1,47	0,619	0,998	< 0,1	0,49	< 0,1	0,84	< 0,1	0,449	0,319	0,519	
Сумма	100	99,9	100	100	99,9	99,8	94,9	100	100	100	98,1	99,8	99,9	99,9	

Примечание. 071-к — метатипроксенит; 2/10-к — метатипроксенит; 3/11-к — метанотозит; 4/12-к — метанотозит; 5/13-к — габбро-анортозит; 076-к1, 076-к2 — Mg₂—Ilm руда; 7/16-к — метанотозит; 079-к — метатипроксенит; 073-к — метанотозит; 0714-к — Mg₂—Ilm руда; 427-к1 — метатипроксенит; 429-к — метатипроксенит; 4210-к — метатипроксенит.

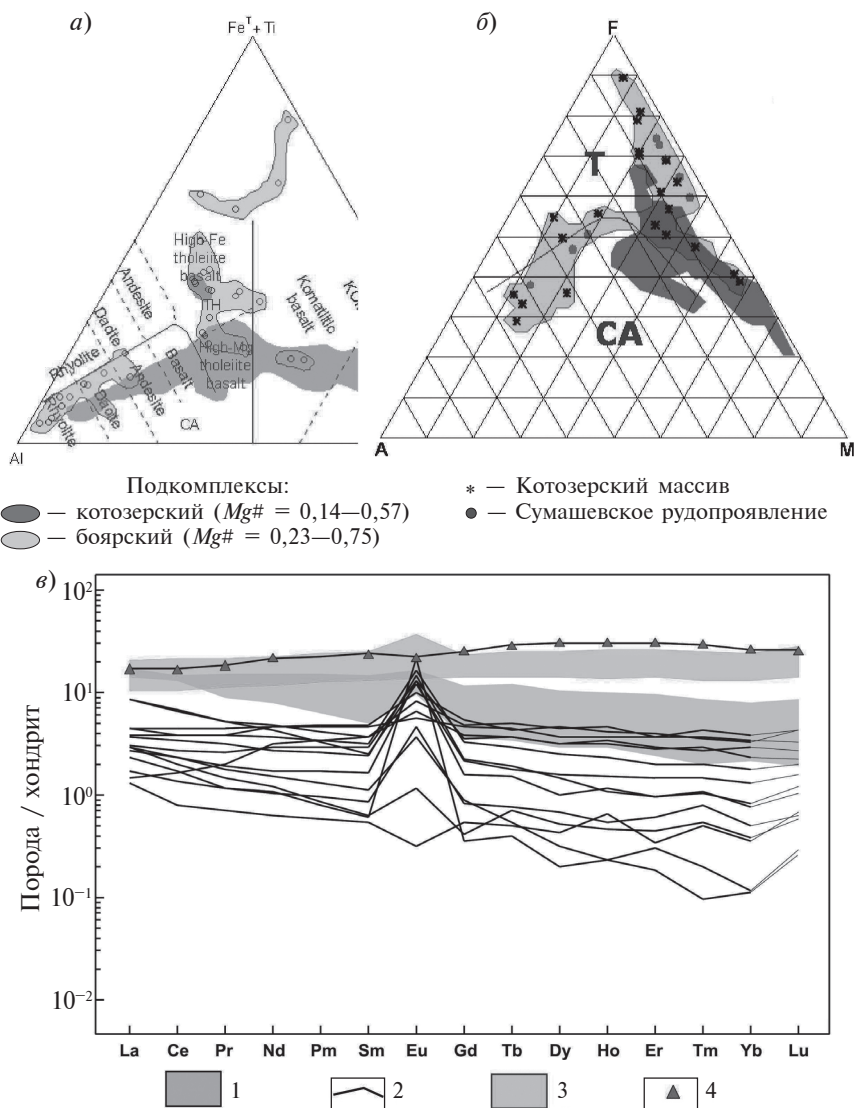


Рис. 3. Диаграммы Йенсена (а) и АФМ (б) для комплекса габбро-анортозитов (использованы данные В. С. Степанова, 2001—2007, и Е. В. Шаркова, 1994, 2004) (Т — толеитовая серия; СА — известково-щелочная серия) и спектры распределения редких земель, нормированные на хондрит [Sun, 1989] (в) для пород Кемского палеомассива (1 — анортозиты Котозера; 2 — анортозиты Кемского массива, 3 — поздние метагаббро-нориты верхней зоны Кемского палеомассива, 4 — то же, но с колчеданными вкрапленными рудами)

Содержание REE в породах Кемского массива габбро-анортозитов, г/т

Компо- нент	Пробы пород															
	071-к	2/10-к	3/11-к	4/12-к	5/13-к	076-к1	076-к2	7/16-к	079-к	073-к	0714-к	427-к1	429-к	4210-к		
La	0,65	0,91	1,05	0,86	0,73	2,01	0,7	0,41	0,35	0,7	0,31	4,99	3,82	2,21		
Ce	1,45	2,32	2,37	2,11	1,64	4,04	1,21	0,83	1,01	1,43	0,48	13,1	9,79	6,63		
Pr	0,17	0,37	0,36	0,3	0,25	0,49	0,14	0,11	0,19	0,18	0,068	2,06	1,49	1,14		
Nd	0,7	2,15	1,72	1,27	1,37	2,21	0,56	0,49	1,49	0,81	0,3	10,6	7,19	6,21		
Sm	0,17	0,75	0,48	0,37	0,45	0,56	0,096	0,13	0,56	0,25	0,084	3,91	2,59	2,2		
Eu	0,21	0,59	0,94	0,85	0,77	0,38	0,067	0,27	0,47	0,77	0,018	2,16	0,94	0,86		
Gd	0,18	1,1	0,68	0,46	0,74	0,8	0,086	0,17	1	0,32	0,11	4,87	2,88	2,97		
Tb	0,02	0,16	0,11	0,071	0,14	0,14	0,026	0,029	0,19	0,056	0,019	0,93	0,63	0,63		
Dy	0,079	1,18	0,64	0,37	0,81	0,8	0,13	0,17	1,15	0,25	0,11	6,42	4,16	4,06		
Ho	0,013	0,23	0,13	0,061	0,19	0,18	0,026	0,031	0,26	0,067	0,037	1,49	0,94	0,98		
Er	0,05	0,66	0,33	0,16	0,48	0,47	0,073	0,1	0,62	0,16	0,057	4,27	2,75	3,05		
Tm	0,005	0,09	0,051	0,026	0,07	0,076	0,014	0,02	0,11	0,028	0,013	0,64	0,45	0,41		
Yb	0,02	0,56	0,3	0,14	0,49	0,39	0,064	0,084	0,64	0,13	0,06	4,06	2,74	2,66		
Lu	0,0073	0,11	0,051	0,031	0,07	0,056	0,015	0,016	0,11	0,026	0,017	0,71	0,4	0,45		

Примечание. Названия пород см. в табл. 1.

- На диаграмме Йенсена породы Кемского палеомассива находятся в поле высокожелезистых толеитов, в то время как фигуративные точки образований боярского подкомплекса сосредоточились в поле известково-щелочной серии с алюмомагнезиальным трендом.

- На диаграмме AFM для пород боярского подкомплекса характерна повышенная магнезиальность ($Mg\# = MgO/(MgO + FeO + Fe_2O_3) = 0,23–0,75$), а для Кемского палеомассива (котозерский подкомплекс) — существенно железистый тренд развития при пониженной магнезиальности пород ($Mg\# = 0,14–0,57$).

Изученные породы палеомассива наиболее близки по геологическим и петрохимическим характеристикам (см. рис. 3, б, г) к пироксенит-габбро-анортозитам котозерского подкомплекса, вмещающим пока единственно известное в беломоридах Au-МПП рудопроявление Травяная Губа [Степанов, 2001], а также к образованиям Котозерского массива.

Установлено [Stepanov, 2003], что наиболее ранними дифференциатами пород котозерского подкомплекса являются меланократовые разности (железистые). Это, вероятно, определялось их кристаллизацией на котектике пироксена и магнетита. Существенно меньшая магнезиальность (среднее содержание MgO 6,2 %), по сравнению с породами боярского подкомплекса, свидетельствует о низкотемпературной природе расплавов.

При сравнении особенностей распределения REE (табл. 2) Кемского палеомассива и котозерского подкомплекса в целом можно отметить следующее: Кемский палеомассив имеет типичный для дифференцированных комплексов характер спектров (при общем возрастании REE их характер не меняется), котозерский подкомплекс и Кемский палеомассив отличаются положительным значением Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 1,2–2,7$) и слабо дифференцированным спектром распределения ($(La/Yb)_n \sim 2–4$). Уровень обогащения REE соответствует 1–20 хондритового стандарта, что вместе с характером распределения сближает Кемский палеомассив с базитами Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса.

Термобарометрия пород

Предполагаемая температура начала кристаллизации пород была оценена двумя независимыми методами: регрессионным методом по пороодообразующим оксидам [Кутолин, 1985], а также по титаномагнетитовому окситермометру [Khalil, 1981] для 1-й фазы титаномагнетита, включенного в силикаты. Первым методом установлен диапазон температур 1100–1300 °C (± 50 °C) при давлении 6–10 кбар,

а температура по окситермометру — примерно 1200 °C (± 100 °C). Этот диапазон близок к экспериментальным данным, полученным для начальных стадий плавления толеитовых базальтов [Пугин, 1978]. Состав родоначального расплава палеомассива принимается как ферробазальт с основным трендом фракционирования, определяемого $Ol-Pl-Mgt$ котектикой. Низкое содержание таких элементов, как Co и Ni (40—60 ppm), дает основание полагать, что доля оливина в породах при кристаллизации расплава была незначительной. К самой ранней фракции кристаллизации расплава относятся пироксениты с вкрапленным оруденением. На этой стадии отмечаются признаки ликвации, о чем свидетельствует наличие каплевидного титаномagnetита (рис. 4, *в*). После кристаллизации расплава, в последующие периоды метаморфизма, титаномagnetитовые руды были перекристаллизованы с образованием magnetита и ильменита.

Для определения $P-T$ -параметров метаморфизма пород Кемского палеомассива применен комплекс геотермометров: амфибол-клинопироксеновый, амфибол-плагиоклазовый и амфибол-гранатовый, а также геобарометры — Al в амфиболе и клинопироксеновый, реализованные в программе PTMAFIC [Soto, 1995]. Однако наличие неравновесных ассоциаций минералов не позволяет в полной мере применить метод классической биминеральной термобарометрии. Для устранения этого недостатка был использован метод TWQ [Berman, 1991], определяющий $P-T$ -параметры с помощью пересечения нескольких кривых равновесия минералов. В результате установлено, что породы палеомассива полиметаморфические. Так, условия раннего метаморфизма соответствовали гранулитовой фации (9—11 kВ, 750—850 °C). Косвенно эти данные подтверждаются наличием в породах цирконов характерного изометричного «гранулитового» габитуса [Каулина, 2008] и присутствием Zn-содержащей шпинели (герценита), типичной для основных гранулитов [Stoddard, 1979; Downes, 2002]. Поздний метаморфизм (диафторез) соответствовал условиям фации альмандиновых амфиболитов. Параллельно был проведен расчет по magnetит-ильменитовому окситермометру [Khalil, 1981], который показал хорошую сходимость с геотермобарометрией по порообразующим минералам (клинопироксен, амфибол и др.).

Полученные данные согласуются с результатами специальных структурно-петрологических исследований в пределах БПП. Реликты гранулитового метаморфизма были описаны для районов Нотозера, Поньгомы и др. [Володичев, 1990] и интерпретируются как верхнеархейские [Ранний докембрий..., 2005] возраста примерно 2730 Ma.

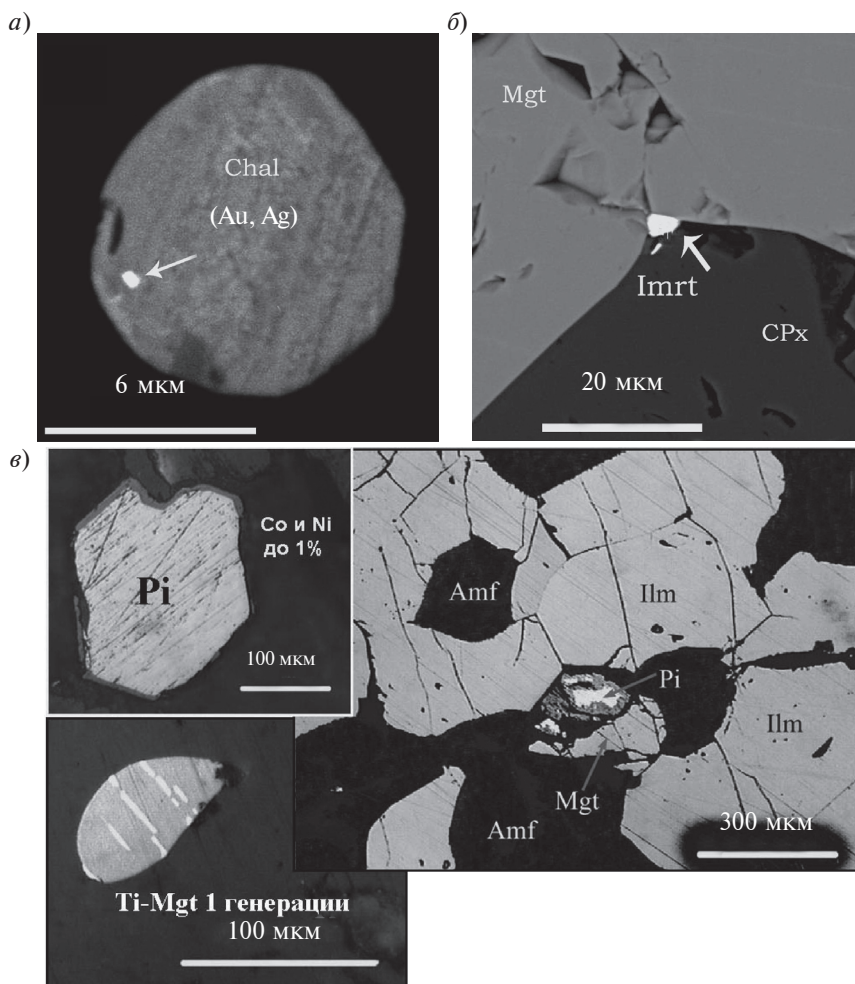


Рис. 4. Благороднометальная минерализация в рудных породах Котозерского массива — электрум (Au, Ag) в халькопирите Chal (a) и массива Травяная Губа — изомертзейт $\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$ на границе магнетита Mgt и клинопироксена CPx (б) и взаимоотношения минералов в рудах рудопроявления Сумашевское:

Pi — пирит, Ilm — ильменит, Amf — амфибол; отраженный свет

Рудная минерализация

Fe—Ti—V оруденение, приуроченное к меланократовым дифференциатам Кемского палеомассива (рудопроявления Сумашевское и Пуэта), представлено вкрапленными (богатовкрапленные —

в метапироксенитах, бедные — в метагаббро) и реже — сплошными рудами, сложенными ильменитом, магнетитом, с редкими пиритом и халькопиритом. Ильменит присутствует в двух формах: каплевидная (100—200 мкм) со структурами распада в пироксене и амфиболе и в срастаниях до 2—3 мм с магнетитом. Каплевидный титаномагнетит включен в зерна пироксена, что указывает на его более раннюю кристаллизацию относительно пироксена. Это может свидетельствовать также об исходной пересыщенности магмы титаном.

Зерна магнетита представлены двумя морфологическими типами: сплошные агрегаты и в виде единичных зерен с включениями других минералов. По данным микрозондового анализа включения в магнетите содержат реликты клинопироксена (диопсида). Различия в составах магнетитов первого и второго типов обусловлены температурным режимом метаморфизма и заключаются в том, что по мере снижения температуры метаморфизма в магнетите происходит увеличение герцинитовой составляющей при понижении ульвошпинелевого минала. Это связано с процессом распада титаномагнетита и обособлением собственной фазы ильменита. Вторичные (метаморфогенные) сульфиды в рудных породах представлены пиритом и халькопиритом (до 0,3 %), которые расположены в межзерновом пространстве амфибола, граната и магнетит-ильменита. Пирит (Co и Ni — до 1 %) представлен единичными зернами (200—700 мкм), на которых развиваются каемки замещения, представленные магнетитом.

По данным атомно-абсорбционного анализа в нескольких пробах пород Кемского палеомассива обнаружено золото (до 0,016 ppm). Собственно благороднометалльные фазы (электрум) установлены автором при изучении железистых разностей Котозерского массива (рис. 4, а). В массиве Травяной Губы было подтверждено наличие благороднометалльных фаз, представленных изомертьеитом (рис. 4, б), арсенопалладинитом, палладоарсенидом в окисных рудах, которые ранее были установлены Л. В. Кулешевич (2007). Непосредственно в породах Кемского палеомассива пока что не удалось обнаружить собственных благороднометалльных фаз, что, скорее всего, связано с мелкодисперсным характером их нахождения в породах [Смагунов, 2003]. Для выяснения этого требуются дополнительные методы исследования.

Автором предпринята попытка изотопного датирования некоторых из установленных процессов формирования пород Кемского палеомассива. Учитывалось, что неоднократные интенсивные тектонометаморфические преобразования рассматриваемого объекта приводили к существенной перестройке и, возможно, к гомогенизации его изотопных систем, в связи с чем при датировании Sm—Nd методом по валу породы ожидалось получить данные о возрасте, прежде всего метаморфических преобразований. Это связано в первую очередь со следующим:

температура закрытия Sm—Nd системы оценивается в 600—800 °C [Mezger, 1992], что соответствует высокотемпературной амфиболит-гранулитовой фации метаморфизма, а значит, с учетом *P—T*-меток гранулитового метаморфизма можно полагать, что Sm—Nd система (по породе в целом) была гомогенизирована при раннем гранулитовом метаморфизме и возраст по валовым пробам пород соответствует возрасту стабилизации данной системы после гранулитового метаморфизма. В результате получена изохрона (рис. 5) возраста 3092 ± 140 млн. лет.

Эта изохрона возраста 3092 млн. лет, близкая $T_{\text{DMI}} = 2900—3200$ млн. лет, может приниматься как возраст стабилизации Sm—Nd системы при кристаллизации массива или как возраст раннего гранулитового метаморфизма. Значения $\epsilon\text{Nd} = +3,5 \dots +3,6$ (табл. 3)

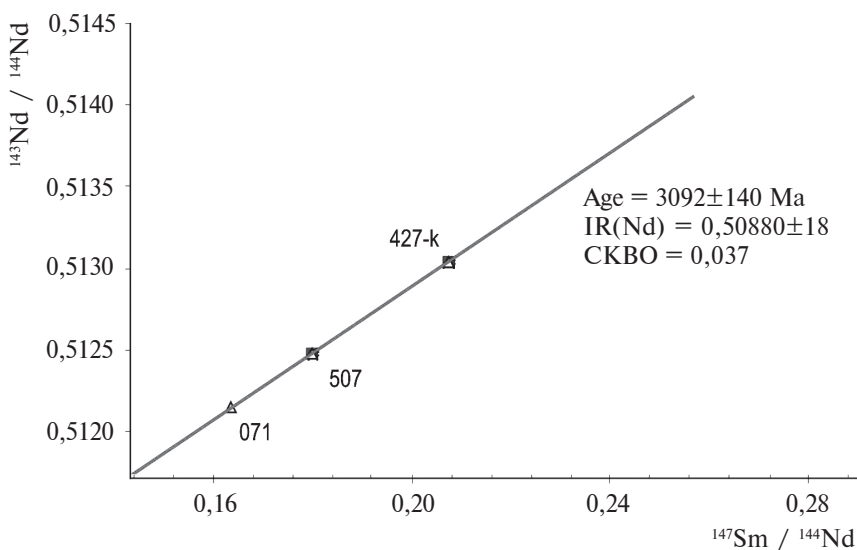


Рис. 5. Sm—Nd эволюционная диаграмма для пород центрального фрагмента Кемского массива (рудопроявление Сумашевское)

Таблица 3

Sm—Nd изотопные данные для образцов Кемского палеомассива

Образец	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(3100)$	T_{DMI}
71	0,18	0,66	0,1636	0,512146	6	−9,6	3,61	3043
507	0,34	1,15	0,1800	0,512477	12	−3,1	3,54	3037
427-k	4,74	13,83	0,2072	0,513036	5	7,8	3,61	2723

Примечание. Ошибка измерения Sm/Nd отношения составляет 0,5 %.

предполагают образование пород из деплетированного мантийного источника, что вместе с петрохимическими и изотопными характеристиками сближает Кемский палеомассив в частности и Котозерский подкомплекс в целом с породами Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, сопоставимыми с породами офиолитовой ассоциации [Ранний докембрий..., 2005]. Положение проб Кемского палеомассива выше линии эволюции деплетированной мантии обусловлено особенностями мантийного источника Балтийского щита в архее, такими как неоднородность его состава.

Схожие по формационным признакам комплексы известны в пределах реликтовых зеленокаменных поясов (Южно-Выгозерский ЗКП), которые, вероятно, являются смещенными, бескорневыми структурами на блоках фундамента размером от десятков метров до первых километров [Слюсарев, 2003].

Отметим, что полученные данные изотопного возраста процессов в породах палеомассива неоднозначны и нуждаются в проверке другими изотопными методами геохронологии, в частности U—Pb методом (SHRIMP-II).

Обсуждение результатов

Породы комплекса габбро-анортозитов, входящие в Беломорский подвижный пояс, рассматривались как относящиеся к раннему периоду его развития [Степанов, 1981], хотя изотопно-геохимических данных, указывающих на это, не было. Позднее [Шарков, 1994] на примере габбро-анортозитов Пежостровского массива были показаны петрологические и геохимические особенности комплекса с интервалом формирования 2440—2446 млн. лет. В некоторых случаях одни и те же массивы фигурировали в литературных источниках с различной петрологической интерпретацией и распределялись по возрасту от верхнего архея до палеопротерозоя. Все это вносило некоторую неясность в отношении возраста формирования комплекса габбро-анортозитов. Представленный материал по габбро-анортозитам Беломорского подвижного пояса на примере Кемского палеомассива показывает, что в пределах пояса развиты два отличных друг от друга подкомплекса габбро-анортозитов: котозерский и боярский. Главными петрохимическими критериями являются повышенная магнезиальность $Mg\#$ у боярского подкомплекса (до 0,75) и высокая железистость при наличии положительной Eu аномалии (до 3) у котозерского подкомплекса. Проведенное датирование Кемского палеомассива Sm—Nd методом указывает на его архейский возраст, хотя это требует уточнения независимыми методами. Изотопные метки Nd для Кемского палео-

массива указывают на отсутствие коровой контаминации, что вместе с характером распределения REE и петрогенных оксидов позволяет сравнивать его с базитами Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса [Ранний докембрий..., 2005]. Представленный материал раскрывает и рудную нагрузку Кемского палеомассива — окисную Fe—Ti—V. В Беломорском поясе существует аналогичное рудопроявление Травяная Губа [Степанов, 2001], известное по окисной и сопутствующей благороднометальной минерализации. Хотя непосредственно в Кемском палеомассиве платиноиды не обнаружены, постоянно сопутствующее золото (в пределах подкомплекса) может свидетельствовать о его перспективности, в частности, требуют дальнейшего изучения интенсивные зоны гидротермально-метасоматической переработки пород (в Кемском палеомассиве не обнаружены).

Выводы

На основании полученных данных предлагается следующая схема формирования пород и руд фрагментов Кемского палеомассива:

1. Образование пироксенитов и анортозитов (2900—3200 млн. лет), а именно кристаллизация:

а) ранней фазы (пироксениты) с мелковкрапленным каплеобразным титаномагнетитом со структурами распада;

б) обогащенного железом, титаном и ванадием расплава с образованием вкрапленных титаномагнетитовых руд (рудные габбро);

в) основной силикатной фазы с остаточными порциями оруденения (габбро-анортозиты и анортозиты).

2. Метаморфизм:

а) гранулитовой фации (примерно 2730 млн. лет [Ранний докембрий..., 2005]); перекристаллизация основной массы руд $TiMgt = Mgt + Ilm$, $T \sim 810—860$ °C; распад титаномагнетита;

б) регрессивной амфиболитовой фации (после которого сохранились лишь реликтовые парагенезисы гранулитовой фации); появление пирита как результат гидротермально-метасоматических преобразований пород и руд.

3. Разделение Кемского палеомассива на обособленные фрагменты в результате тектонометаморфических и ультраметаморфических процессов. Преобразование руд в условиях гранитизации (окисление пирита в магнетит, появление сфена).

4. Сфекофеннский метаморфизм (амфиболитовой фации) (распад титаномагнетита, хлоритизация амфибола) [Там же, 2005].

В результате из дифференцированного палеомассива посредством всего комплекса процессов, перечисленных выше, сформировалась

группа разобщенных тел, представленная метапироксенитами и метагаббро-анортозитами с ильменит-магнетитовыми рудами. Приуроченные к меланократовым дифференциатам комплекса руды первично-магматические. Они перекристаллизованы при наложенном метаморфизме.

Поскольку массивы метагаббро-анортозитов (Кемский, Котозерский, Палоярвинский, Нигрозерский) пространственно и по возрасту сближены с комплексом ультрабазитов Центрально-Беломорского, Керетьзерского, Выгозерского и других зеленокаменных поясов Карелии, а также аналогичны по геологической позиции рудоносным метагаббро-анортозитам массивов многих докембрийских щитов мира, их изучение заслуживает самого пристального внимания в целях обнаружения крупных месторождений железоокисных и благороднометаллических руд.

Автор выражает благодарность научному руководителю, д-ру геол.-минер. наук, зав. отделом геологии докембрия ВСЕГЕИ А. М. Ахмедову за помощь в работе; сотрудникам ИГ КарНЦ РАН В. С. Степанову и А. В. Степановой за предоставленные материалы и ценные замечания; сотрудникам геологического факультета СПбГУ А. К. Худолею и И. А. Алексееву за всестороннюю помощь и поддержку при проведении исследований.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология / О. И. Володичев. — М. ; Л., 1990.

Каулина Т. В. Образование циркона при гранулитовом метаморфизме / Т. В. Каулина, И. В. Капитонов, В. А. Жавков // Петрология и минерогения Кольского региона : тез. V Всерос. (Ферсмановской) науч. сессии / КНЦ. — Апатиты, 2008.

Кулешевич Л. В. Минералогия и локализация благороднометаллического оруденения в Северной Карелии по геолого-геофизическим данным / Л. В. Кулешевич, В. А. Земцов, В. Д. Слюсарев // Геология и минерогения Кольского региона / КНЦ. — Апатиты, 2007.

Кутолин В. А. Петрохимические методы определения некоторых условий образования вулканических пород / В. А. Кутолин [и др.] // Труды ИГиГ СО РАН СССР. — 1985. — Вып. 625.

Пугин В. А. Экспериментальная петрология глубинного магматизма / В. А. Пугин [и др.]. — М. : Наука, 1978.

Ранний докембрий Балтийского щита / под ред. В. А. Глебовицкого. — СПб. : Наука, 2005.

Слюсарев В. Д. Элементы платиновой группы в породах Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса / В. Д. Слюсарев, А. И. Голубев // Геология и полезные ископаемые Карелии / КарНЦ РАН. — Петрозаводск, 2003. — № 6.

Смагунов Н. В. Пределы вхождения золота в магнетит и пирротин / Н. В. Смагунов, В. Л. Таусон // Вестник отделения наук о Земле РАН. — 2003. — № 1 (21).

Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья / В. С. Степанов. — Л., 1981.

Степанов В. С. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты Северной Карелии / В. С. Степанов, А. И. Слабунов. — Л., 1989.

Степанов В. С. Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья / В. С. Степанов // Геология и полезные ископаемые Карелии / КарНЦ РАН. — Петрозаводск, 2001. — № 4.

Шарков Е. В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового комплекса Беломорья / Е. В. Шарков, Е. С. Красивская, А. В. Чистяков // Петрология. — 2004. — Т. 12, № 10.

Шарков Е. В. Петрология раннепротерозойского друзитового комплекса п-ва Печостров, С. Карелия / Е. В. Шарков // Петрология. — 1994. — Т. 2. — С. 511—531.

Шуркин К. А. Беломориды, геология, петрология, история развития : автореф. ... дис. д-ра геол.-минер. наук / К. А. Шуркин. — М., 1964.

Ashwal L. D. Sm—Nd and Rb—Sr isotope systematics of an Archean anorthosite and related rock from the Superior province of the Canadian Shield / L. D. Ashwal [et al.] // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1985. — Vol. 74. — P. 338—346.

Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications / R. G. Berman // Can. Mineral. — 1991. — Vol. 29. — P. 833—855.

Downes P. J. Chrysoberyl, beryl and zircon spinel mineralization in granulite-facies Archean rocks at Dowerin, Western Australia / P. J. Downes [et al.] // Mineralogical Magazine. — 2002. — Vol. 66 (6). — P. 985—1002.

Khalil J. S. A solution model for coexisting iron-titanium oxides / J. S. Khalil, D. H. Lindsley // American Mineralogist. — 1981. — Vol. 66. — P. 1189—1201.

Mezger K. Closure temperatures of the Sm—Nd system in metamorphic garnets / K. Mezger [et al.] // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1992. — Vol. 113. — P. 397—409.

Soto J. I. «PTMAFIC» / Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra C.S.I.C. — Granada : Granada University Campus Fuentenueva, 1995.

Stepanov V. S. Precambrian anorthosites in the Belomorian Mobile Belt, Eastern Fennoscandian Shield. Ilmenite deposits and their geological environment / V. S. Stepanov, A. V. Stepanova. — Trondheim, 2003. — P. 102—104. Special publication, Vol. 9.

Stoddard E. F. Zinc-rich hercynite in high-grade metamorphic rocks: a product of the dehydration of staurolite / E. F. Stoddard // American Mineralogist. — 1979. — Vol. 64. — P. 736—741.

Sun S.-S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-S. Sun, W. F. McDonough // Magmatism in the Ocean Basins / Geol. Soc. Spec. Publ. — London, 1989. — Vol. 42. — P. 313—345.

ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ Fe—Ni—Cu СУЛЬФИДНОГО И ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В РАССЛОЕННОМ МАССИВЕ ЛУККУЛАЙСВААРА

С. В. Семенов

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

В 1953 году Е. Н. Елисеев (1953) рассмотрел возможность гидротермального происхождения сульфидной и ЭПГ-минерализации пласта 330 (г. Сопча, Мончегорский интрузив). Исследователи J-М Рифа в расслоенном интрузиве Стиллиуотер [Boudreau, 1992] связали его формирование с переотложением «магматических» сульфидов.

Однако традиционно платинометальное оруденение в расслоенных базит—ультрабазитовых интрузиях обусловливается процессами ликвации и последующей гравитационной дифференциацией расплавов [Campbell, 1983; Naldrett, 1986]. При этом отдается предпочтение модели с участием механизма смешения магм разного состава. Особенно следует отметить работы по Бушвелду. Здесь на базе стронциевой и свинцовой изотопной систематик [Kruger, 1989; Auret, 1989] было показано, что расслоенные серии нижней и критической зон, включая слои хромититов, сформированы в результате, по крайней мере, четырех импульсов внедрения магм.

Схема, учитывающая приведенные ранее гипотезы формирования платинометального оруденения, предлагается для комплекса Портимо, интрузии Пеникат в Финляндии. Комплекс Портимо сформирован из двух различных по составу родительских магм [Iijina, 1994]. Ранняя магма была более богатой MgO, Cr, LREE и Σ REE, чем поздняя. Обе магмы принадлежали к семейству бонинитов и характеризовались низким содержанием TiO_2 ($< 0,5\%$). Sm—Nd изотопные данные свидетельствуют об их генетической общности. Ранняя бонинитовая магма, более богатая Cr—MgO, очевидно, сформировала мегациклическую единицу (MCU I) и MCU II интрузии Наркауз и дайки Портимо, тогда как MCU III верхней части разреза интрузии Наркауз и вся интрузия Суханко-Конттяаарви были сформированы в результате внедрения менее богатой этими элементами родительской магмы. Формирование платинометальной минерализации определялось не только смешением этих магм [Там же]. Данный процесс включал сепарацию сульфидов (магматическая стадия), последующее их частичное или полное растворение флюидом и переот-

ложение в зоне рифов (метасоматическая стадия). Формирование интрузии Пеникат связывают с пятью инъекциями свежих магм, что, по мнению Алапиети (1990) и Халкоахо (1994), также определило его мегаритмичное строение (пять мегациклов выявлено в *интрузии Пеникат*). Предполагается, что два типа магм сформировали интрузив. Они имели бонинитовый состав. Исходя из высокой концентрации Pd для интрузии Пеникат предлагается двухстадийная модель формирования расплава для формирования ЭПГ-руд. Первый расплав (тип магмы), источником которого служила недеплетированная мантия (низкая степень парциального плавления), согласно предложенной гипотезе и по мнению Халкоахо, была обогащена серой, но обеднена платиноидами. Дальнейшее плавление деплетированного источника привело к формированию магмы 2-й стадии, обогащенной платиноидами и обедненной серой. Формирование платинометальной минерализации определялось не только смешением магм. Как и для интрузий комплекса Портимо, при формировании ЭПГ-руд в интрузии Пеникат большая роль отводится растворению сульфидов магматической стадии и последующему их переотложению в зонах рифов (метасоматическая стадия).

В расслоенном интрузиве Луккулайсваара богатая платинометальная минерализация выявлена в двух типах месторождений. Это обособления, жилы крупнозернистых рудных норитов в крупных телах микрозернистых габброидов и месторождения, локализованные в зонах контактов крупных тел микрозернистых пород с вмещающими породами расслоенной серии, а также в породах, подстилающих структуры, сходные с структурами типа *pothole*. Месторождения формировались в разных физико-химических условиях: первый тип — в закрытой системе, второй — в открытой. Отделение и консервация обогащенного флюидной фазой и полезными компонентами расплавов, образовавших обособления и жилы крупнозернистых рудных норитов, происходила в процессе направленной кристаллизации магм дополнительных внедрений. На контакте тел микрозернистых и вмещающих пород накопление полезных компонентов протекало на фоне остывания интрузива и контролировалось процессами разуплотнения в участках неоднородностей. Эти процессы обусловлены разными коэффициентами сжимаемости пород различного состава [Зильберштейн, 1999]. Породы обособлений на стадии остывания, напротив, формировались при высоких давлениях, так как имеют более низкие коэффициенты сжимаемости, чем микрозернистые породы. Объем (камера), занимаемый породами обособления, при остывании уменьшался быстрее, чем объем самой породы обособления. Давление контролировалось пределом прочности пород. При потере пластичности

пород формировались трещины, приводившие к разгрузке и формированию в них вторичных минеральных ассоциаций, к растворению сульфидов и их переотложению в зоне рифов (метасоматическая стадия).

Целью настоящего исследования являлось изучение особенностей сульфидных минералов и их ассоциаций из разных генетических типов месторождений расслоенного интрузива Луккулайсваара. Данная работа — продолжение исследований, результаты которых были опубликованы: [Рудашевский, 1991; Семенов, 1994, 1997; Кольцов, 2000; Glebovitsky, 2001; Семенов, 2008].

Геологическое строение расслоенного массива Луккулайсваара

Интрузив Луккулайсваара (2442 ± 1 млн. лет, U—Pb, циркон) прорывает граниты возраста 2702 ± 84 млн. лет (U—Pb) и перекрыт метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев базальными конгломератами и вулканитами возраста 2432 ± 22 млн. лет (U—Pb) Паанаярви-Ципрингской рифтогенной структуры [Turchenko, 1995]. В массиве (рис. 1) выделены нижняя и верхняя краевые зоны и

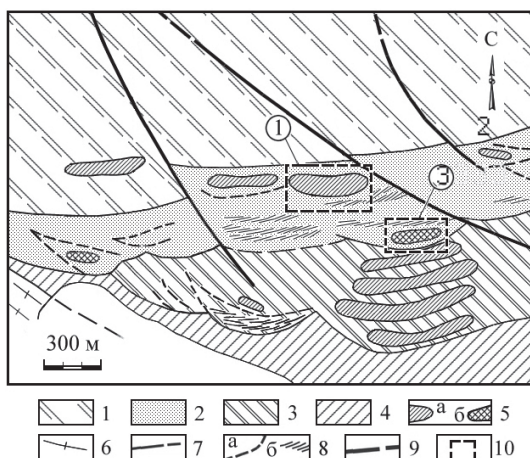


Рис. 1. Фрагмент геологической карты расслоенной интрузии Луккулайсваара:

- 1 — зона габбро-норитов-II; 2 — зона норитов-II; 3 — зона габбро-норитов-I; 4 — зона норитов-I; 5 — микрозернистые породы:
 а — микрогаббро-нориты; б — микронориты; 6 — гранитогнейсы и мигматиты фундамента (2,6–2,7 млрд. лет); 7 — геологические границы;
 8 — граница структур: а — типа pothole; б — тонкоритмичная расслоенность; 9 — разломы; 10 — участки детальных исследований:
 1 — Надежда; 2 — Поляна; 3 — Лысый Череп

породы расслоенной серии. Расслоенная серия подразделяется на пять зон: 1) ультраосновные породы (чередование оливиновых и оливин-ортопироксеновых кумулатов); 2) нориты-I (преимущественно ортопироксен-плагиоклазовые кумулаты); 3) габбро-нориты-I (в основном ортопироксен-моноклинный пироксен — плагиоклазовые кумулаты); 4) нориты-II; 5) габбро-нориты-II. В зоне норитов-II развита серия структур, сходная со структурами типа pothole, закартированными в рифе Меренского массива Бушвельд [Campbell, 1983]. Особенностью этих структур в интрузиве Луккулайсваара является обязательное присутствие линз мелко- и микрозернистых габбро-норитов и норитов, образующих тела мощностью и протяженностью от первых сантиметров до сотен метров (см. рис. 1), выклинивающихся вместе с телами микрозернистых пород слоев «пятнистых» анортозитов и оливинсодержащих меланократовых норитов и гарцбургитов, пойкилитовых норитов и пироксенитов, сегрегаций кварцсодержащих габбро-пегматитов. Примерами таких структур могут служить образования участков *Надежда (1), Поляна (2) и Лысый Череп (3)*, где закартированы тела микрозернистых пород мощностью примерно 100 м, пятнистые анортозиты и породы с платинометальной минерализацией.

Микрозернистые тела участка 1 (участок 2 расположен восточнее участка Надежда) в разрезе интрузива расположены выше микрозернистого тела 3 и сложены микрозернистыми габбро-норитами с пойкилитовыми кристаллами (ойкокристаллами) ромбического пироксена и пижонитовыми габбро-норитами в центральной части. Слоистость проявлена не отчетливо. В осевой части микрозернистых тел и ближе к верхнему контакту с вмещающими породами фиксируются жилы и сегрегации крупнозернистых рудных норитов. Кроме того, сульфидная и платинометальная минерализация обнаружена во вмещающих породах экзоконтакта (анортозитах и лейкократовых габбро-норитах на участке Надежда) по периметру микрозернистого тела. Микрозернистое тело 3 представлено микрозернистыми норитами, габбро-норитами, микрозернистыми хромитсодержащими бронзитами. Слоистость проявлена четко. Сульфидная и платинометальная минерализация зафиксирована в пятнистых грубозернистых анортозитах, перекрывающих тело микрозернистых пород и вместе с ним выклинивающихся в зоне нижнего экзоконтакта во вмещающих породах. В пегматоидной жиле анортозитов, расположенной в маломощной зоне сильно измененных габброидов, платинометальная минерализация не обнаружена. Микрозернистое тело 3 залегает в основании тонко расслоенной серии, представленной чередованием анортозитов и оливинсодержащих пород (троктолитов и оливиновых

габбро-норитов), которые также выклиниваются вместе с телом микрогабброидов. В микрозернистом теле обнаружена зона сильно преобразованных микрозернистых пород мощностью до 2 м, представленных вторичными амфиболом, хлоритом, клиноцоизитом, кислым плагиоклазом и кварцем. Внутри этой зоны отмечена жила рудного грубозернистого анортозита. Выше тела 1 тонко расслоенная серия пород не наблюдается. Шлироподобные обособления крупнозернистых габброидов в теле 3 за некоторым исключением не несут минерализацию. Однако и в том, и в другом случае в экзоконтактах тел микрозернистых пород с вмещающими их образованиями зафиксирована сульфидная и платинометальная минерализация.

Ассоциации силикатных и рудных минералов

В данной статье мы рассматриваем типы сульфидных и платинометальных месторождений, с которыми связаны наиболее высокие концентрации полезных компонентов: 1) зоны экзоконтакта вмещающих пород расслоенного интрузива Луккулайсваара с микро- и мелкозернистыми породами дополнительных фаз внедрения магмы; 2) жильные образования внутри микро- и мелкозернистых пород, сформированных в дополнительную фазу внедрения магмы. Как отмечалось ранее, существенные скопления минералов платиноидов, соответствующие промышленному содержанию, приурочены к породам с бедной сульфидной вкрапленностью вдоль экзоконтактов тел микрозернистых пород, а также к обогащенным сульфидами шлирам и жилам пегматоидных рудных плагиопироксенитов внутри тел микрогаббро-норитов.

Наиболее детально нами изучены Pt—Pd руды массива Луккулайсваара из пород:

1) с бедной вкрапленностью сульфидов — ассоциации *пентландит-пирротин-халькопирит-пирит-виоларит* и *пентландит-пирротин-халькопирит-ильменит-магнетит* в измененных анортозитах в экзоконтакте тел микрогаббро-норитов;

2) богатых сульфидами — ассоциация *халькопирит-пентландит-пирротин-пирит-виоларит* (шлиры рудных пироксенитов в микрогаббро-норитах);

3) богатых сульфидами — ассоциация *пентландит-халькопирит-виоларит (полидимит)* (шлиры и жилы плагиопироксенитов в микрогаббро-норитах);

4) богатых сульфидами — ассоциация *пирротин-пентландит-халькопирит-борнит(халькозин)-миллерит-магнетит* (шлиры и жилы рудных пироксенитов в микрогаббро-норитах).

Минералы благородных элементов присутствуют в изученных породах в виде мелких зерен размерами доли—десятки микрометров, максимальный размер, наблюдавшийся в полированных шлифах, 40×170 мкм. Преобладают (по суммарной площади от общей площади зерен минералов благородных элементов) зерна размерами первые десятки микрометров. Вместе с тем основная доля рассматриваемых минералов — не более 30 % — представлена ультрамелкими зернами (менее 10 мкм). Около 50 % минералов благородных элементов были приурочены к границам зерен сульфидов и вмещающих их силикатов, 30—35 % находились среди силикатов, и 15 % включены непосредственно в сульфиды. По границам крупных (десятки микрометров) вростков платиноидов в сульфиде почти всегда развиты включения вторичных силикатных минералов.

Из сульфидов халькопирит наиболее часто ассоциирует с минералами благородных элементов (> 95 % случаев). Встречены также сростания этих минералов с пирротинном, пентландитом, пиритом, вилларитом, миллеритом и борнитом.

Участок Надежда

Зона экзоконтакта

Магматические и вторичные минеральные ассоциации (табл. 1). В породах зоны экзоконтакта, представленных измененными кумулятивными анортозитами, пятнистыми анортозитами, норитами и габбро-норитами, магматические минералы присутствуют в виде реликтов среди вторичных минералов. Существование пироксенов угадывается по псевдоморфозам замещения.

Вторичные минералы представлены ¹ Tlc + Ant + Act + Hbl + Bt + Czo-Ep + Alb + Chl + Scap ± Carb + Sulf + МПГ. Также обнаружены ассоциации с пренитом, пумпеллиитом, карбонатными минералами и цеолитами. В породах могут присутствовать ильменит, рутил, сфен, апатит, циркон, бадделит, турмалин, калиевый полевошпат, кварц.

Антофиллит и *талк* замещают пироксены. Обычно наблюдаются сростки этих минералов с сульфидами. *Плаггиоклаз* во вторичных ассоциациях представлен как кислой разновидностью (An № 30) и альбитом, так и анортитом. Для *моноклиновых амфиболов*, развивающихся по пироксенам и плаггиоклазу, обычными являются сростания с сульфидами и минералами платиновой группы. Глиноземистые роговые обманки с высоким содержанием Al^{+3} и Fe^{+3} в среднем

¹ Сокращения названий минералов приняты по R. Kretz (1983).

Минеральный состав пород*

Номер образца	Первичные минералы	Вторичные минералы	Оксиды	Сульфиды	МПГ
<i>Участок Надежда</i>					
05-02	Pl	Hbl, Czo-Ep, Ab, Chl	Mt	Cp, Brn, Cc, Cv, Gl (Se)	+
05-03	Pl	Czo-Ep, Chl (Ni-шам), Amph, Ab, Qtz, Tt	Rut	Cp, полидимит, Viol	-
05-12	Opx, Pl, Cpx	Czo-Ep, Amph, Grt, Ab, Qtz	-	Po (→ мельниковит), Pn (Viol), Cp, Brn, Zig	+
05-16	Opx, Pl, Cpx	Amph, Czo, Tlc, Ant; Amph, Czo, Qtz, Ap	-	Cp, Po, Pn, Viol, Py, Po (изм.)	+
05-19	Opx, Cpx, Pl	Ant, Act, Grt, Hbl, Qtz, Pl, Czo-Ep	-	Cp, Py, Po, Pn (→ Viol), Zig	+
05-21	Opx, Pl, Cpx	Ant, Czo-Ep, Amph, Serp, Grt, Chl, Qtz, Ap	-	Cp, Pn, Po, Py	-
05-24	Pig	Ant, Qtz, Czo, Ap	-	Cp, Po, Pn, Viol	+
05-27	Opx, Pl, Cpxl	Ant, Amph, (Czo-Ep), Ab, Grt, Qtz	-	Po (изм.); Pn, Viol, Py	+
05-29	Opx, Cpx, Pl	Amph, Czo-Ep, Grt, Ap, Qtz, Ant, Serp	-	Cp, Po (изм.); Pn, Viol, Py, Sph	+
05-31	Opx, Pl, Cpx	Amph, Czo-Ep, Chl, Ap, Qtz, Ant	Ilm	Cp, Po, Viol, Pn, Py	+
05-34	Opx, Pl, Cpx	Czo-Ep, Amph, Serp, Pl	-	Pn (→ Viol), Po, Cp, Py	+
05-39-2	Pig, Pl, Opx	Amph, Chl, Qtz, Cz, Ant, Serp, Grt	Mt	Py, Pn, Cp, Ag—Pn	+
05-39-4	Pl, Opx	Amph, Ab, Serp, Chl	Rut	Cp, Py, Po, Pn	+
05-39-5	Pl, Cpx	Ab, Chl, Amph, Ep	-	Cp, Py, Pn, Gl	-
05-39-6	Pl	Amph, Chl, Serp, Gr	Mt	Cp, Brn, Cc, Viol	+
05-39-8	Pl	Cz, Scap, Amph ₁₋₃	-	Cp, Pn, Py, Gl	+
05-40	Cpx, Pl	Amph, Ep-Cz, Ab, Ksp, Chl	-	Cp, Pn, Gl, Mil, Viol, Zig, Brn, Cc	-
05-40-4	Opx, Cpx, Pl	Amf, Ab	Mt	Cp	+
05-40-5	Pl	Cz, Ab, Amph	-	Cp, Pn, Py, Gl, Sph, Zig	-

<i>Участок Лысый Череп</i>					
Lc-01	Pl	Scap, PL, Czo, Chl, Amph, Tt, Grt, Kfsp, Ab, Cl-Amph	—	Py, Pn, Viol, Gl	—
Lc-01-1	—	Pl, Czo-Ep, Chl, Amph	—	Po, Pn, Viol, Py, Cp, Ni-Py	—
Lc-03	—	Pl, Czo-Ep, Chl, Amph, Scap, Bt, Tt, Ab	Rut, Ilm	Cp, Po, Py, Pn, Sph	+
Lc-04	—	Bt, Pl, Czo-Ep, Chl, Amph, Ab, Kfsp, Tt	—	Cp, Po, Ag-Pn,	+
Lc-05	Pl, Cpx	Pl, Czo-Ep, Amph, Kfsp, Ab, Qtz, Ap, Chl, Tt	—	Cp, Po, Pn, Py	+
Lc-05-1	Pl	Amph, Ant, Serp, Chl, Zrc	Mt, Ilm	Cp	+
Lc-05-2	Pl, Cpx	Chl, Amph, Ap Ni-Amph	Mt, Ilm	Pn, Po	+
Lc-06	—	Chl, Amph, Serp, Ap, Cl-Ap, Ant	Mt, Ilm, Ht	—	—
Lc-06-1	Opх	Chl, Amph, Amph2, Serp, Bar	—	Cp, Pn, Po, Cob, Cc, Py, Viol	+, Au
Lc-07	Pl	Scap, Czo-Ep, Chl, Amph, Qtz	Rut, Mt	Cp, Po, Py, Pn, Gl, Se-Gl	+
Lc-07-0	Cpx, Opх, Pl	Chl, Amph, Amph2, Qtz	Ilm	Cp, Pn, Py, Brn, Viol, Gl	+
Lc-08	Pl	Czo, Tt, Qtz, Bt, Zrc, Ab, Bar	Ilm, Rut, Mt, FeO	Cp, Po, Viol, Cc, Ag-Pn	—
Lc-08-1	—	Amph, Czo, Chl, Ab, Qtz	—	—	—
<i>Участок Поляна</i>					
LuVI-80Г	Opх, Pl	Scap, Pl, Czo, Chl, Amph	Mt	Cp, Po, Pn, Brn, Sph	+

* Указаны петрографически идентифицируемые магматические минералы: Cp — халькопирит; Po — пирротин; Pn — пентландит; Py — пирит; Viol — виоларит; Brn — борнит; Zlg — зигенит; Cv — ковелин; Mil — миллерит; Sft — сфалерит; Cc — халькозин.

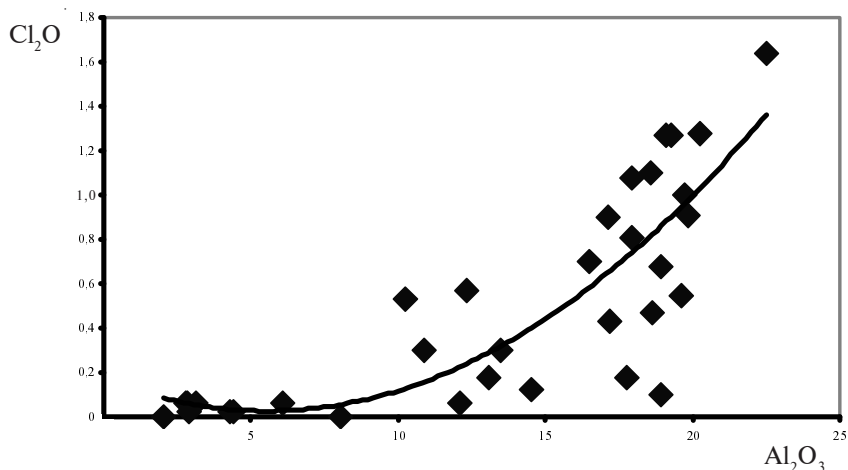


Рис. 2. Вариации состава хлорсодержащих и без хлора роговых обманок, мас. %

содержат и больше хлора (рис. 2). *Биотит* представлен генерацией, синхронной с амфиболами, сульфидами и платиноидами. Объемная доля ClO_2 в нем достигает 0,55 %. Обычно замещается хлоритом. *Мусковит* фиксируется в сростках с биотитом. *Клиноцоизит* замещает плагиоклаз, ассоциирует с хлоритом, амфиболами, со скаполитом и с пренитом, сростки — с сульфидами и минералами платиновой группы, а *хлориты* — с амфиболами, клиноцоизитом, сульфидами. Обычное явление — срастание хлорита с минералами платиноидов. Некоторые хлориты содержат хлор. Наиболее часто с сульфидами и минералами платиноидов ассоциирует шериданит, иногда рипидалит и клинохлор. Тюрингит определен в миллерит-борнитсодержащих ассоциациях сульфидов. *Ni*-содержащий шамозит обнаружен в ассоциации с сульфидами. *Карбонаты* тяготеют к трещинам и кристаллизуются вместе с амфиболом, клиноцоизитом и биотитом. *Пренит* и *скаполит* развиваются по плагиоклазу. Изученные составы скаполита соответствуют средней части ряда маршалит—мейонит. Массовая доля хлора ClO_2 в нем достигает 2,3 %. *Пумпеллиит* является редким минералом ассоциаций сульфидных руд. Он находится в сростках с роговой обманкой, кварцем, сульфидами и минералами платиноидов (мончеит + меренскиит + котульскит), слагает прожилки в рудных пироксенитах. *Кварц* наиболее часто встречается в породах с сульфидной и платинометальной минерализацией. Для него характерны сростки с роговой обманкой, биотитом, клиноцоизитом, сульфидами и минералами платиноидов.

Ассоциация, сформированная тальком и антофиллитом, наименее распространена, тогда как клиноцоизит-эпидот-амфибол-хлорит-альбит-кварцевая ($\pm$ скаполит $\pm$ карбонатные минералы) ассоциация вторичных минералов является основной для зон экзоконтактов.

Рудная минерализация (см. табл. 1). Количество рудных минералов в породах (сульфиды и магнетит) варьируют в пределах 0,5–2,0 %. Сульфиды образуют интерстиционную ксеноморфно-гнездовую вкрапленность между реликтовыми зернами плагиоклаза в сростании с альбитом, амфиболами, клиноцоизитом, хлоритом, скаполитом и кварцем. Размер зерен рудных минералов не превышает 0,5–0,8 мм. Среди сульфидов преобладает халькопирит. К краям его зерен часто приурочены зернистые или пластинчатые выделения борнита, халькозина, ковелина и магнетита (рис. 3). Отдельные зерна халькозина полностью замещены ковелином. По трещинам в халькопирите нередко кристаллизуется магнетит. Кроме халькопирита в породе встречаются пентландит и пирротин, который замещается пиритом и везитом. В халькопирите обнаружены включения селенистого галенита (размер зерен — до 2 мкм).

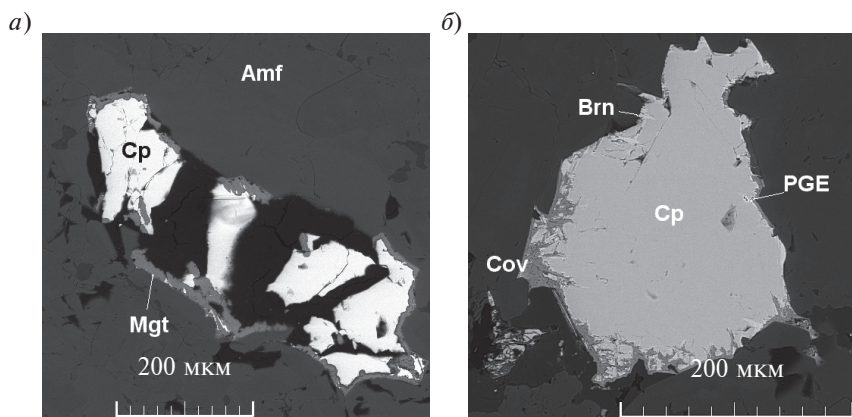


Рис. 3. Взаимоотношения между силикатными и рудными минералами. Шлиф 05-2

Габбро-норит из зоны экзоконтакта. Сульфиды представлены в основном халькопиритом. К краям халькопиритовых зерен приурочены зернистые или пластинчатые выделения борнита, халькозина, ковелина, магнетита (а) и платиноидов (б). В халькопирите встречаются мелкие зерна (размером до 10 мкм) арсенида Pd (стиллуотерит?) и селенистого галенита (размером до 2 мкм). Основная масса породы сложена вторичными минералами (Hbl + Czo—Ep + Alb + Chl $\pm$ Sulf), среди которых преобладает амфибол. Плагиоклаз — кислый № 30 и альбит. Эпидот-цоизитовые сростания развиваются по плагиоклазу. Амфибол замещает клинопироксены

Минералы платиновой группы встречаются чаще в ассоциации с халькопиритом, реже с другими первичными сульфидами (пирротин и пентландитом), в каймах ковелина и борнита вокруг халькопирита, на границе сульфидов и вторичных силикатных минералов, среди вторичных минералов, главным образом амфиболов, в сростках с кварцем. Размер зерен минералов платиноидов достигает 10 мкм. Платиноиды представлены стиллуотеритом, котульскитом, палладоарсенидом, изомертиитом, маякитом, мончеитом, меренскиитом, сперрилитом, ирсаритом, холлингвортитом, брэггитом и др. В ассоциации присутствует самородное золото. К этому же типу оруденения, базируясь на сходстве минеральных ассоциаций, мы отнесли *трещинный* тип минерализации в телах микрозернистых пород.

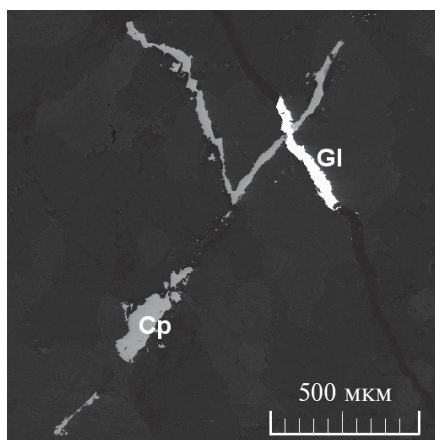


Рис. 4. Взаимоотношения между силикатными и рудными минералами. Шлиф 05-40-5
Сильно измененная мелкозернистая порода (микроаббро-норит) с прожилками, сложенными вторичными минералами и сульфидами, которые обнаружены только в прожилках. Вторичные минералы представлены амфиболом, альбитом, калиевым полевым шпатом, кварцем, скаполитом и клиноцоизитом. Общее количество рудных минералов — менее 1 %. Рудные: халькопирит, виоларит, пентландит, зигенит, полидимит, миллерит, пирит, галенит, борнит, халькозин, магнетит, сфалерит, алтаит PbTe, МПГ

Значительные по размерам тела *микрозернистых пород* всегда разбиты системами трещин (рис. 4). В зоне развития этих трещин породы полностью изменены, а сами трещины сложены вторичными минералами, иногда с сульфидами. Вторичные минералы представлены амфиболами, альбитом, K-Fsp, кварцем, скаполитом и эпидот-клиноцоизитом. Общее количество рудных минералов — менее 1 %. Они представлены халькопиритом, виоларитом, пентландитом, зигенитом, полидимитом, миллеритом, пиритом, галенитом, борнитом, халькозином, магнетитом, сфалеритом, алтаитом PbTe и МПГ. Пирротин отсутствует. Формы выделений — прожилки (прерывистые) и заполненные трещины. Минералы платиновой группы встречаются в виде мелких (2—3 мкм) зернышек во вторичных минералах, вместе с галенитом и алтаитом. При наличии в минералах Te можно предположить, что это котульскит.

Обособления и жилы крупнозернистых рудных габбро-норитов и пироксенитов

В северной части разреза тела микрогабброидов Надежда среди микрозернистых габбро-норитов значительно развиты пегматоидные обособления, жилы рудных габбро-норитов и пироксенитов с сульфидной и платинометальной минерализацией. Эти образования в теле микрозернистых пород распределяются неравномерно. Наиболее мощные шлиры пироксенитов (до 30 см в поперечнике) отмечаются на 85-м м исследованного разреза (см. табл. 1). Затем, после небольшого перерыва, они вновь появляются ближе к контакту микрозернистых пород с вмещающими породами расслоенной серии. Мощность прожилков и обособлений редко превышает несколько сантиметров, а по простиранию не превышает 20—30 см. Сульфидная и платинометальная минерализация приурочена к областям интенсивного замещения первичных минералов вторичными амфиболами, хлоритами, клиноцоизитом, кварцем, раскисленным плагиоклазом и другими наложенными минералами. Срастания сульфидных и платинометальных минералов с первичными силикатами не обнаружено.

Магматические и вторичные минеральные ассоциации. Магматическая ассоциация минералов представлена ромбическим и моноклинным

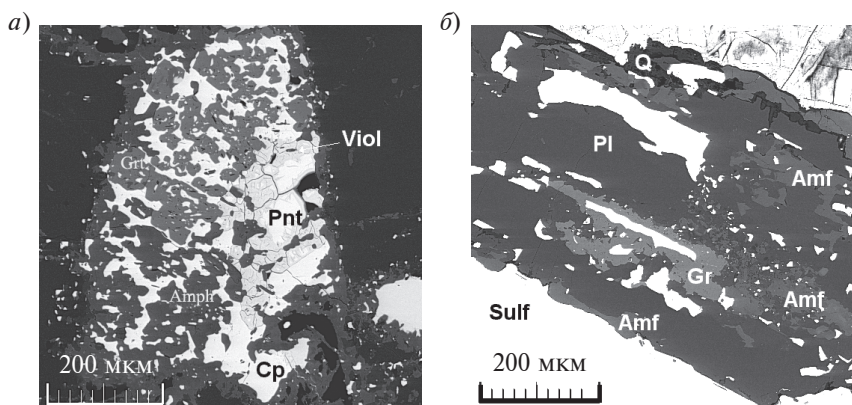


Рис. 5. Взаимоотношения между силикатными и рудными минералами.
Шлиф 05-12

Габбро-норит из шлировидных включений. Вторичные минералы представлены кварц-альбит-гранат-амфиболовой ассоциацией, реже — эпидот-цоизитовой.

В породе гранат (альмандин) формирует агрегаты мелких (размером до 50 мкм) полигональных зерен. Расположены зерна в виде цепочек, каемок и скоплений в непосредственном срастании с сульфидами, МПГ, амфиболами и альбитом в интерстициях между первичными минералами. Плагиоклаз по составу варьирует от основного № 71 (около зерен Орх) до альбита (с сульфидами и кварцем). Клинопироксен представлен авгитом

пироксенами, а также плагиоклазом. Состав плагиоклаза меняется от основного № 70 (в ассоциации с Орх) до альбита (в ассоциации с сульфидами и кварцем).

Вторичные минералы представлены $\text{Tlc} + \text{Ant} + \text{Act} \pm \text{Gr} + \text{Hbl} + \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Czo} - \text{Ep} + \text{Alb} + \text{Chl} + \text{Sulf} + \text{МПП}$.

Минеральные ассоциации $\text{Ant} - \text{Tlc} - \text{Hbl} - \text{Czo}$ в сростании с рудными минералами формируют каймы вокруг магматических минералов. Иногда рудные минералы ассоциируют с $\text{Hbl} - \text{Czo} - \text{Qtz} - \text{Ap}$.

Биотит в рудных пироксенитах и габбро-норитах представлен генерацией, синхронной с сульфидами и платиноидами. Объемная

доля хлора в нем достигает 0,55 % ClO_2 . *Гранат* представлен агрегатами полигональных зерен размером до 50 мк, расположенных в виде цепочек, каемок и скоплений в интерстициях между первичными силикатными минералами (рис. 5), в непосредственном сростании с сульфидами, ЭПГ, амфиболами, альбитом и кварцем. В этих породах обнаружена экзотическая гранат-ставролит-корунд- Al_2SiO_5 ассоциация (участок Надежда [Barkov, 1999]). Гранат характеризуется высоким содержанием Mn (табл. 2). *Корунд* находится в сростках с флогопитом, *ставролит* — с сульфидами (главным образом халькопиритом), Al_2SiO_5 , гранатом и роговой обманкой. Микронзондированием определен Al_2SiO_5 , и из-за малых размеров зерен не удается определить, какая полиморфная фаза здесь представлена.

Тальк-антофиллит, гранат-роговая обманка-кислый плагиоклаз, клиноцоизит-эпидот-амфибол-хлорит-альбит-кварц являются основными ассоциациями. В породах присутствуют ильменит, апатит (рис. 6), циркон, бадделит, калиевый полевой шпат.

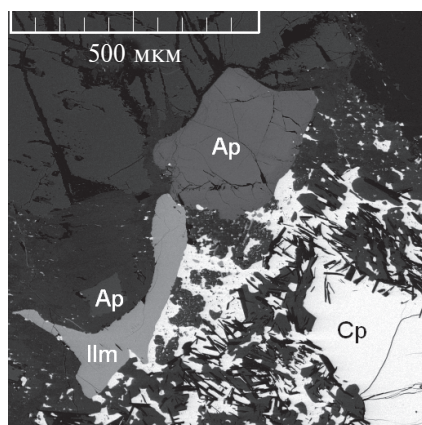


Рис. 6. Взаимоотношения между силикатными и рудными минералами. Шлиф 05-29

Габбро-норит из шлировидных включений. Вторичные минералы в породе представлены амфиболом, гранатом, клиноцоизитом, хлоритом, кварцем, антофилитом. В породе присутствуют апатит и ильменит.

Апатит по содержанию хлора зональный. Рудные минералы представлены халькопиритом, пирротинном и пентландитом (виоларит). Присутствуют пирит, сфалерит и МПП. Для породы характерны гнезда массивных сульфидных вкрапленников, сложенных пентландитом (центральные части) и пирротинном (краевые части), а также субграфические сростания сульфидов с минералами вторичной ассоциации

Рудная минерализация (см. табл. 1). Количество сульфидов в породах варьирует в пределах 2—4 %. В отдельных случаях объемная доля рудных минералов достигает 30 %.

Сульфиды образуют крупные (размером 0,5 см) гнездообразные или шпиропоподобные образования среди вторичных силикатов с более мелкой (доли миллиметров) рассеянной вкрапленностью. Наиболее густая вкрапленность наблюдается в скоплениях зерен амфибола. Форма вкрапленников неправильная, иногда ветвящаяся типа прожилков между зернами первичных минералов. Для сульфидов (чаще для халькопирита и пентландита) типичны субграфические сростания с амфиболом, гранатом (см. рис. 5), клиноцоизитом, кварцем с образованием сидеронитовой структуры. Иногда сульфиды образуют вкрапленники размером до 2—3 мм, состоящие из сростков пирротина, пентландита и халькопирита.

Fe—Ni—Cu сульфиды. Выделяются две ассоциации сульфидных минералов: 1) пирротин-пентландитовая с небольшим количеством халькопирита и 2) халькопиритовая с небольшим количеством пирротина и пентландита.

Первая ассоциация. Крупные выделения сульфидов представлены более ранними измененными Po (окисленный типа мельниковита) и Pn (виоляритизированный) с небольшим количеством Ср. Мелкая вкрапленность сложена более поздним Ср с включениями микронных зерен Pn, реже — пластинками борнита и минералами ЭПГ. Характерны гнезда массивных сульфидных вкрапленников, сложенных Pn (центральные части) и Po (краевые части). Центральные части сульфидных гнезд выполнены крупнозернистым Pn и Po, краевые зоны — Ср, Mt (редко) и вторичным Py. Характерное явление — замещение Pn виоляритом (рис. 7). Гнезда окружены амфиболом с обильной вкрапленностью мелких зерен халькопирита, пентландита и виолярита.

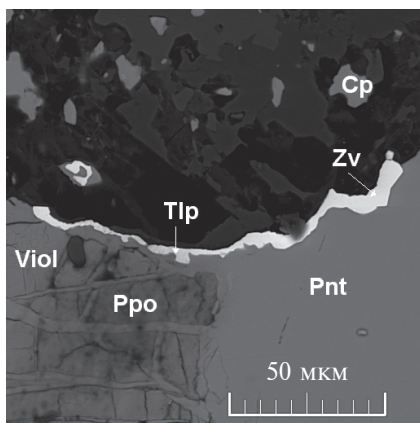


Рис. 7. Взаимоотношения между силикатными и рудными минералами. Шлиф 05-12 Габбро-норит из шпиро-видных включений. Среди минералов группы платины обнаружены звягинцевит Pd_3Pb и теларгпалит (Pd, Ag, Te). Звягинцевит образует агрегаты полигональных зерен (иногда в сростании с теларгпалитом), расположенных в виде прерывистой каймы по границе сульфидов и околорудных (амфибол, кварц, гранат) минералов

Таблица 2

Химический состав вторичных минералов из обособлений в микрозернистых породах (участок Надежда)

Компо- нент	Пробы пород, минерал (точка)																			
	05-39, Pl* (1)	05-39, Pl* (2)	05-39, Pl* (3)	05-39, Hbl* (4)	05-39, Hbl (5)	05-39, Grt (6)	05-39, Grt (7)	05-39, Hbl (8)	05-39, Hbl (9)	05-39, Grt (10)	05-39, Grt (11)	05-39, Grt (12)	05-39, Grt (13)	05-39, Hbl (14)	05-39, Hbl* (15)	05-39, Pl* (16)	05-39, Grt* (17)	05-39, Hbl (19)	05-39, Hbl (20)	
SiO ₂	50,89	51,30	50,75	38,34	40,01	39,84	39,67	39,61	38,58	38,92	39,24	39,42	39,22	39,91	38,55	49,02	39,20	38,83	38,58	
TiO ₂	0,11	0,10	0,04	0,08	0,03	—	—	—	0,07	—	0,00	—	—	0,08	0,10	0,01	0,04	0,16	0,08	
Al ₂ O ₃	30,57	30,29	30,35	20,64	20,28	22,95	22,74	23,19	20,93	23,11	22,63	23,19	23,42	20,78	19,89	31,39	23,28	20,53	19,96	
FeO	0,29	0,38	0,94	13,43	10,70	23,02	23,94	23,75	12,07	22,76	22,95	24,19	24,04	11,54	11,98	0,34	21,44	11,82	12,792	
MnO	0,08	—	0,02	0,36	0,26	3,07	3,78	3,93	0,29	5,64	4,88	3,95	3,37	0,23	0,22	0,05	2,61	0,11	0,07	
MgO	0,20	—	—	7,46	9,83	4,47	3,76	3,46	8,76	2,66	2,71	3,38	4,62	9,02	8,76	0,07	4,02	8,67	8,65	
CaO	13,80	13,19	14,33	11,26	11,37	6,08	6,45	6,01	11,14	6,39	7,17	6,22	5,67	11,18	10,77	14,04	9,28	11,30	11,17	
Na ₂ O	3,64	4,08	3,52	2,17	2,10	—	0,25	0,08	2,18	0,02	0,14	0,05	0,02	2,02	2,41	3,55	0,25	2,28	2,11	
K ₂ O	0,04	0,08	0,02	0,68	0,52	—	0,02	0,03	0,73	0,02	—	0,02	—	0,56	0,57	0,07	—	0,65	0,71	
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	—	0,02	—	—	—	—	0,04	—	0,05	—	—	—	0,02	—	0,08	—	0,13	
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	—	—	—	0,17	0,16	
Сумма	99,64	99,46	99,97	96,95	96,49	99,43	100,66	100,05	97,16	99,51	99,78	100,42	100,40	97,39	95,56	98,62	100,21	96,53	96,75	

Вторая ассоциация. Среди сульфидов преобладает халькопирит. Сульфиды (по убыванию) — Cr , Pn , Po , Py , Viol . Пирротин и пентландит обычно формируют более крупные агрегаты зерен, чем Cr , находятся в сростках с вторичными Py и Viol . Часто эти агрегаты практически нацело замещены Viol , Py и окисленным продуктом по Po . Из более редких сульфидов встречается зигенит CoNi_2S_4 . Иногда вторичные минералы, представленные Viol , Py и окисленным продуктом по пирротину, преобладают над первичными минералами. В Cr (по краям зерен) встречаются пластинки борнита и халькозина. Магнетит формирует каймы вокруг Cr (рис. 8, а). Кроме указанных рудных минералов встречаются аргентопентландит, зигенит CoNi_2S_4 , миллерит (рис. 8, б), магнетит, галенит и Se -галенит.

Минералы платиновой группы. Обнаружены: сперрит, котульскит, мончеит, высокоцит, палладий (самородный?), меренскиит, мертиит, холлингвортит, звягинцевит, теларгпалит и др. Звягинцевит образует агрегаты полигональных зерен, иногда в сростании с теларгпалитом. Платиноиды располагаются в виде прерывистой каймы по границе сульфидов и околорудных (амфибол, кварц, гранат) минералов (см. рис. 7). МПГ

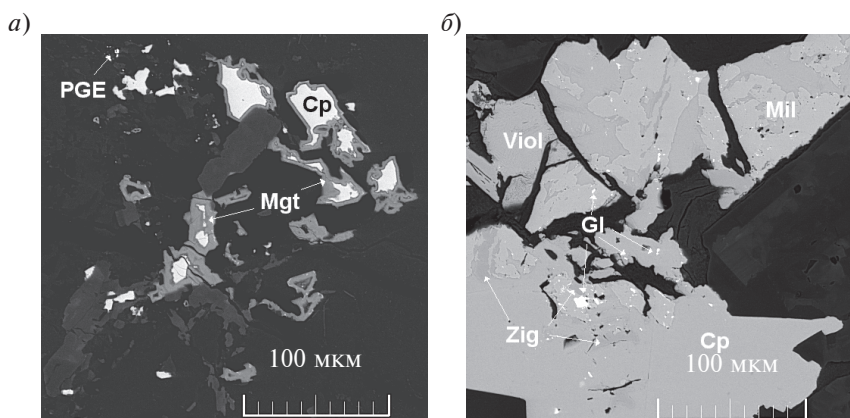


Рис. 8. Взаимоотношения между силикатными и рудными минералами. Шлиф 05-40:

а — кайма магнетита вокруг халькопирита; б — агрегат, сложенный виоларитом, миллеритом, зигенитом, халькопиритом и галенитом.

Сильно измененная порода с секущими жилами, выполненными вторичными минералами и сульфидами. Вторичные минералы: амфибол, альбит, K-Fsp , кварц, скаполит, эпидот-цоизит — развиваются по пироксенам и плагиоклазу. Общее количество рудных минералов — халькопирит, виоларит, пентландит, зигенит, полидимит, миллерит, пирит, галенит, борнит, халькозин, магнетит, сфалерит, алтаит (PbTe), МПГ — менее 1 %. Пирротин отсутствует

образуют сростки с сульфидами и с нерудными минералами вторичной ассоциации. Форма зерен полигональная или правильных кристаллических очертаний. Максимальный размер зерна 50 мкм, обычно от 20—30 мкм до первых микрон. Более распространен сперрилит, образующий правильные кристаллики (размером от 10 до 1 мкм), расположенные как в сульфидах, так и среди вторичных силикатов.

Для минералов благородных элементов не установлены срастания с силикатами кумулуса или интеркумулуса. Наиболее часто МПГ располагаются по границам зерен сульфидов (например, халькопирита) и вторичных силикатов. К фактам, подтверждающим кристаллизацию минералов платиновой группы вплоть до низких температур, можно отнести приуроченность многих зерен (котульскит, меренскиит, сперрилит, мончеит и др.) к кварцу и кальциту.

Участок Лысый Череп

Контакт тела микрозернистых пород и перекрывающих пятнистых анортозитов

Полезная минерализация локализована в микрогаббро-норитах верхней части разреза участка, жиле анортозитов центральной части разреза, но главным образом в слое пятнистых анортозитов, перекрывающих тело микрозернистых пород и вместе с ним выклинивающихся.

Пятнистые анортозиты

Первичные минералы (см. табл. 1) представлены главным образом Pl, а также реликтовыми Орх и Срх.

Вторичные минералы — Act + Hbl + Czo—Ep + Alb + Chl + Ms + Bt + Scap ± Carb ± Kfsр. Могут присутствовать ильменит, рутил, сфен, магнетит, гематит, апатит, Cl-апатит, циркон, бадделит, кварц. В образце Lc05-2 был обнаружен никелистый амфибол.

Fe—Ni—Cu сульфиды. На участке Лысый Череп первичная ассоциация сульфидов представлена Po, Pn, Cr и Cob (кобальтин), вторичные сульфиды — Py, Viol, Cov (рис. 9, а), Bm, Vs (ваэсит), Glt (галенит). Магнетит и ильменит входят во вторую первичную ассоциацию рудных минералов (рис. 9, б, в).

Микрозернистые габброиды северной приконтактной зоны. В верхней (северной) приконтактной части разреза микрозернистого тела Лысый Череп встречаются породы микрозернистых сильно измененных габброидов с рассеянной сульфидной минерализацией. Первичные силикаты представлены реликтовым плагиоклазом.

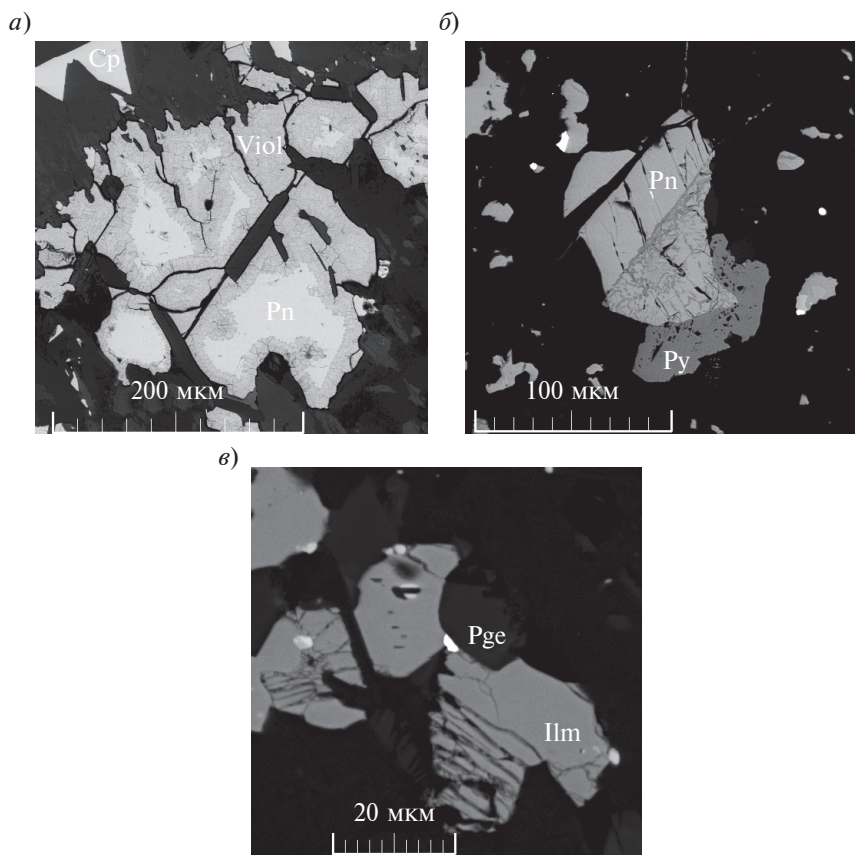


Рис. 9. Взаимоотношения между силикатными и рудными минералами:
 а — шлиф Лс 06-1 (замещение пентландита виоларитом; в породе сульфиды формируют вкрапленность в тальк-хлорит-амфиболовой основной массе; присутствуют апатит, титанит и барит; первичные сульфиды в породе представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом, вторичные — виоларитом, ковеллином, пиритом; МПГ определены в сульфидах или в непосредственной близости от них; представлены сперрилитом, холлингвортитом, палладоарсенидом, котульскитом; присутствует золото);
 б — шлиф Лс 07-0 (пирит обрастает зерно пентландита; МПГ в сростках с халькопиритом и пентландитом; прожилково-вкрапленное оруденение; породообразующие минералы представлены пироксенами и плагиоклазом, первичные сульфиды — пирротинном, пентландитом, халькопиритом; присутствуют борнит, ильменит, магнетит и селенистый галенит; рудные минералы находятся в сростках с амфиболами, хлоритом, кварцем); в — шлиф Лс 05-2 (сросток МПГ с ильменитом; порода сложена амфибол-хлоритовой массой с включениями зерен ильменита и апатита; сульфиды: пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит — находятся в виде включений в ильмените; МПГ: сперрилит, стиллуотерит, котульскит, мертиит — формирует мелкие зерна в ильмените, но особенно много платиноидов вокруг зерен ильменита)

Во вторичную минеральную ассоциацию входят Amph + Chl + Czo—Ep + Scap + Ab + K-Fsp + Gr + Tt (сфен) (см. табл. 1). Хлорит развивается в виде единичных чешуек по амфиболу и клиноцоизиту. Скаполит замещает плагиоклаз. В отдельных породах наряду с амфиболом скаполит является доминирующим вторичным минералом. Калиевый полевой шпат встречается в виде микровключений в сульфидах и в ассоциации с альбитом и клиноцоизитом. Кроме этого, альбит развивается на границе сульфидов с клиноцоизитом, а микрозерна сфена — на контактах амфибола и клиноцоизита, а в некоторых случаях срastaются с пиритом. Отмечен в единичном случае гранат (Lc-01).

Fe—Ni—Cu сульфиды (см. табл. 1). Сульфиды представлены мелкими вкрапленниками. Иногда образуют небольшие гнезда с включениями вторичных силикатов. Среди первичных сульфидов преобладает Pn и Ср, реже отмечается Ро. Иногда в виде отдельных зерен наблюдается Py, который, возможно, замещает пирротин. По Pn развиваются Viol и Ni—Py. В виде включений в Pn встречается Glt.

Жила анортозитов. В микрозернистом теле обнаружена зона полностью замещенных микрогабброидов мощностью до 2 м, представленных вторичными амфиболом, клиноцоизитом, незначительным количеством пластинчатого хлорита, микрозернами кварца, кристаллизующимися в виде включений в клиноцоизите и на контакте клиноцоизита с первичным плагиоклазом. Между зернами клиноцоизита и амфибола развивается кислый плагиоклаз. Внутри этих пород обособлена жила рудного грубозернистого анортозита, мощность которой в отдельных раздувах достигает 0,3 м. Наряду с сульфидной минерализацией здесь значительно развиты рутил, сфен, ильменит и более поздний магнетит, сформированные в срastании с вторичными биотитом, кварцем и клиноцоизитом. Магнетит развивается по рутилу, иногда образует каймы вокруг сульфидов. В некоторых случаях контакт вторичной минерализации с первичным плагиоклазом маркируется цирконовой оторочкой (рис. 10). Мощность сегрегаций не превышает 0,5 мм.

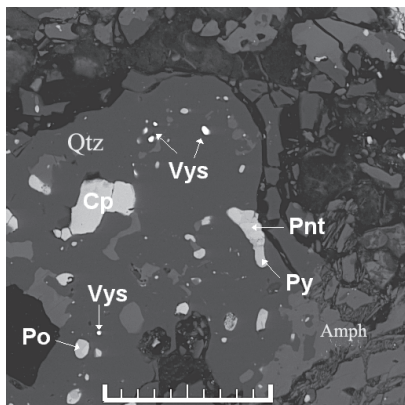


Рис. 10. Взаимоотношения между силикатными и рудными минералами. Шлиф Лс 08-0-3 Кайма из зерен циркона вокруг агрегата, сложенного ильменитом, рутилом, магнетитом, сфеном, биотитом и кварцем

Fe—Ni—Cu сульфиды (см. табл. 1). Первичная рассеянная сульфидная ассоциация представлена *Cr* и *Po*. Размеры зерен не превышают первых десятков микрон. В виде включений в *Rut* встречается *Cr*, а также в сростании с *Czo*, *Tt* (сфен), *Qtz* и *Rut*. Иногда зерна халькопирита окаймлены вторичным магнетитом. Между этими минералами образуется реакционная кайма, представленная вторичным *Cs*. В единичных случаях наблюдается ассоциация микрозерен *Cr* с *Ag—Pn*. Рассеянные микрозерна *Po* встречаются в сростании со вторичными силикатами. Поэтому по сульфиду иногда развивается *Viol*.

Минералы платиновой группы на участке Лысый Череп встретились в двух ассоциациях: с сульфидами и ильменитом (рис. 9, в). Минералы представлены холлингвортитом, мончеитом, мелонит-меренскиитом, палладоарсенидом, котульскитом, стиллуотеритом. Присутствует золото.

Особенности химизма Fe—Ni—Cu сульфидных минералов

При изучении химического состава сульфидных минералов (табл. 3—6) использовались данные, полученные для пород, отобранных: 1) из северной приконтактной зоны с телом микрозернистых пород участка Лысый Череп (это микрозернистые габбро-нориты, сильно измененные габброиды, часто обогащенные магнетитом и титансодержащими оксидами, пятнистые анортозиты, непосредственно перекрывающие микрозернистую толщу; 2) из сульфидсодержащей анортозитовой жилы центральной части тела микрозернистых пород участка Лысый Череп; 3) из южной и северной приконтактной зоны участка Надежда; 4) из жильных образований тела микрозернистых пород участка Надежда; 5) из жильных образований тела микрозернистых пород участка Поляна.

Рассматривалась изменчивость (коэффициент железистости) для пентландитов и виоларитов ($K_{Fe} = Fe/Ni$), для пирротитов ($K_S = Me/S$), а также содержание примесей *Ni* в пирротине и *Co* в пирротине, пентландите, пирите и виоларите.

Железистость пентландитов из северной контактной зоны участка Лысый Череп меняется от 0,78 до 0,90 и не зависит от типа пород. Железистость *Pn* из жилы анортозитов характеризуется максимальным значением и достигает 1,43, что является максимальным значением для всех исследованных *Pn* из всех типов пород.

Железистость пентландита из обособлений (участок Надежда) имеет минимальные значения (0,52—0,54), а для пород пироксеновых обособлений 0,76—0,92. Значение K_{Fe} пентландитов юго-восточной контактной зоны участка Надежда варьирует в пределах 0,65—0,78.

Химический состав пентландитов

Номер шлифа	Fe	Ni	S	Co	Сумма	Fe/Ni
LC-01	22,90	29,39	47,39	0,32	100,00	0,78
LC-01-1	22,92	25,72	48,07	3,29	100,00	0,89
LC-01-1a	21,77	27,00	47,09	4,14	100,00	0,81
LC-01-1б	24,34	27,71	47,27	0,68	100,00	0,88
LC-03	23,75	27,94	47,45	0,86	100,00	0,85
LC-04	23,52	27,78	47,75	0,95	100,00	0,85
LC-04a	23,08	28,27	47,88	0,77	100,00	0,82
LC-05	22,66	27,94	47,46	1,94	100,00	0,81
LC-06-1	24,61	27,22	47,44	0,73	100,00	0,90
LC-06-1a	22,98	26,69	49,47	0,86	100,00	0,86
LC-07	22,34	15,60	59,12	2,94	100,00	1,43
LC-08	22,34	15,60	59,12	2,94	100,00	1,43
05-12	18,27	34,07	47,30	0,36	100,00	0,54
05-19	23,83	28,90	47,04	0,24	100,01	0,82
05-21	24,54	28,15	46,84	0,48	100,01	0,87
05-21a	23,60	28,59	47,39	0,42	100,00	0,83
05-29	23,31	28,89	47,18	0,63	100,01	0,81
05-31/5	20,87	31,69	46,98	0,46	100,00	0,66
05-34	23,24	28,59	47,64	0,54	100,01	0,81
05-34a	23,83	28,33	47,20	0,65	100,01	0,84
05-39/02	22,54	29,79	47,36	0,31	100,00	0,76
05-39/4	25,14	27,26	47,42	0,18	100,00	0,92
05-39/5	19,41	32,24	47,03	1,33	100,01	0,60
05-39/8	18,13	34,61	46,51	0,74	99,99	0,52
Lu00-15 33-5#7	20,12	30,81	48,30	0,70	100	0,65
Lu00-15 33-5#29	21,46	27,52	49,72	1,21	100	0,78
LuVI-80Г#28	28,17	24,42	45,97	1,39	100	1,15
LuVI-80Г#32	27,46	24,34	46,78	1,32	99,999	1,13
LuVI-80Г#33	27,13	24,94	46,25	1,64	100	1,09
LuVI-80Г#36	27,42	24,50	46,29	1,77	100	1,12

В породах микрозернистого тела Поляна пентландиты обладают высоким коэффициентом железистости (1,09—1,15).

Как и для пентландитов, наиболее высокий коэффициент железистости имеют *виолариты* из анортозитовой сульфидсодержащей жилы участка Лысый Череп (1,44), тогда как в Viol из габбро-норита северной контактовой зоны этого же участка данный показатель снижается до 0,77. В Viol юго-восточного контакта участка Надежда K_{Fe} изменяется от 0,50 до 0,82.

Химический состав виоларитов

Номер образца	Fe	Ni	S	Cu	Co	Сумма	Fe/Ni
05-16	22,24	20,08	56,95	0,25	0,48	100,00	1,11
05-24	20,22	22,65	56,32	0,00	0,80	100,00	0,89
05-27	17,97	23,22	57,96	0,00	0,85	100,00	0,77
05-34	14,89	28,14	56,03	0,00	0,94	100,00	0,53
05-39/02	16,10	27,91	54,19	0,69	1,10	100,00	0,58
05-40/5	14,43	30,93	53,97	0,00	0,67	100,00	0,47
LC-01-1	20,09	26,17	49,24	0,00	4,50	100,00	0,77
LC-08	23,16	16,12	57,82	0,00	2,90	100,00	1,44
05-39/02	16,10	27,91	54,19	0,69	1,10	99,99	0,58
05-40/5	14,43	30,93	53,97	0,00	0,67	100,00	0,47
Lu00-15 33-5#9	20,67	25,31	53,11	0,07	0,79	99,999	0,82
Lu00-15 33-5#22	16,04	26,34	55,90	0,00	1,72	100	0,61
Lu00-15-33#11	14,20	28,62	55,54	0,14	1,29	100,00	0,50

В Viol из пород обособлений (участок Надежда), отобранных через тело микрозернистых пород, отмечается тренд, где железистость минерала меняется от высоких (1,11 в центральной зоне) до минимальных (0,47 в зоне северного контакта микрозернистых пород с вмещающими образованиями) значений.

Значения K_s пирротинов участка Лысый Череп находятся в пределах 0,87—0,89, причем наиболее низкий показатель характерен для минералов из зоны надстиляющих пятнистых анортозитов, а в пирротине из зоны микрозернистого габбро-норита северного контакта и анортозитовой рудной жилы центральной зоны участка показатели железистости немного увеличиваются.

Значения K_s пирротинов из обособлений (участок Надежда) имеют несколько больший разброс (от 0,86 до 0,92). Немного большие значения K_s характерны для Po из вмещающих тело микрогабброидов пород, где для подавляющего числа минералов этот показатель варьирует в пределах 0,91—0,93. Два совершенно разных показателя K_s дают пирротины обособлений из участка Поляна (0,97 и 0,90).

Массовая доля Ni в пирротине из пятнистых анортозитов участка Лысый Череп варьирует от 0,13 до 0,57 %. Массовая доля примесей этого элемента в Po из габбро-норитов данной зоны составляет 0,35—0,43 %.

Для большей части Po из обособлений (участок Надежда) данные по содержанию Ni отсутствуют. В образцах, отобранных у северного

Химический состав пирротинов

Шлиф	Fe	Ni	S	Co	Сумма	Me/S
LC-01	46,33	0,35	53,32	0,00	100,00	0,88
LC-01-a	46,35	0,43	53,22	0,00	100,00	0,88
LC-01-1	46,95	0,00	53,05	0,00	100,00	0,89
LC-01-1a	46,48	0,00	53,52	0,00	100,00	0,87
LC-01-1б	46,76	0,00	53,24	0,00	100,00	0,88
LC-03	46,51	0,13	53,36	0,00	100,00	0,87
LC-05	46,44	0,30	53,26	0,00	100,00	0,88
LC-05a	45,84	0,57	53,42	0,17	100,00	0,87
LC-06-1	46,60	0,00	53,40	0,00	100,00	0,87
LC-07	47,18	0,00	52,82	0,00	100,00	0,89
LC-08	46,78	0,00	53,22	0,00	100,00	0,88
LC-08a	47,18	0,00	52,82	0,00	100,00	0,89
LC-08-0	46,78	0,00	53,22	0,00	100,00	0,88
05-19	46,32	0,00	53,68	0,00	100,00	0,86
05-21	45,49	0,86	53,65	0,00	100,00	0,86
05-21-a	45,81	0,88	53,30	0,00	100,00	0,88
05-24	47,81	0,00	52,19	0,00	100,00	0,92
05-29	46,12	0,43	53,45	0,00	100,00	0,87
05-34	46,72	0,00	53,28	0,00	100,00	0,88
05-39/4	47,58	0,00	52,42	0,00	100,00	0,91
Lu00-15-33/4	47,13	0,38	52,26	0,03	100,00	0,91
Lu00-15-33/7	46,61	0,40	52,74	0,06	100,00	0,89
Lu00-15-2/41	47,01	0,44	52,41	0,04	100,00	0,91
Lu00-15-2/42	47,05	0,44	52,37	0,02	100,00	0,91
Lu00-15-2/43	46,99	0,45	52,35	0,06	100,00	0,91
Lu00-15-2/44	46,97	0,41	52,43	0,04	100,00	0,90
Lu00-15-2/46	47,16	0,45	52,15	0,05	100,00	0,91
Lu00-15-2/50	46,83	0,45	52,54	0,06	100,00	0,90
Lu00-15-2/54	46,98	0,45	52,33	0,07	100,00	0,91
Lu00-15-2/55	47,16	0,43	52,21	0,02	100,00	0,91
Lu00-15 33-5/4	47,19	0,98	51,74	0,04	100,00	0,93
Lu00-15 33-5/17	47,54	0,38	51,91	0,06	100,00	0,93
Lu00-15 33-5/19	47,68	0,36	51,93	0,03	100,00	0,93
Lu00-15 33-5/21	47,78	0,38	51,76	0,05	100,00	0,93
Lu00-15 33-5/24	47,14	0,49	52,14	0,07	100,00	0,92
Lu00-15 33-5/26	47,40	0,57	51,77	0,04	100,00	0,93
LuVI-80Г/29	47,03	0,22	52,69	0,06	100,00	0,90
LuVI-80Г/34	48,99	0,13	50,84	0,02	100,00	0,97

Химический состав пиритов

Номер образца	Fe	Ni	S	Co	Сумма
LC-01	31,55	1,49	66,84	0,12	100,00
LC-01-1	33,25	0,00	66,63	0,12	100,00
LC-03	32,04	0,00	66,40	1,44	100,00
LC-05	32,07	0,00	66,65	1,20	100,00
LC-06-1	28,49	4,18	67,05	0,00	100,00
LC-07	32,38	0,00	66,51	0,99	100,00
LC-08-0	32,21	2,88	64,83	0,00	100,00
05-16	34,02	0,00	65,98	0,00	100,00
05-21	32,38	0,00	66,80	0,82	100,00
05-27	30,12	0,00	67,07	2,81	100,00
05-29	33,20	0,00	65,99	0,81	100,00
05-39/02	33,20	0,00	66,80	0,00	100,00
05-39/4	34,29	0,00	65,71	0,00	100,00
05-39/5	33,07	0,00	66,93	0,00	100,00
05-39/8	32,40	0,00	66,40	1,20	100,00
05-40/5	28,97	0,00	67,06	3,97	100,00
Lu00-15 33-5#1	33,46	0,05	65,13	1,30	100,00
Lu00-15 33-5#2	33,69	0,04	65,23	0,96	100,00
Lu00-15 33-5#8	32,87	1,11	64,56	1,40	100,00
Lu00-15 33-5#10	33,47	0,22	65,18	1,02	100,00
Lu00-15 33-5#11	32,91	0,31	65,16	1,55	100,00
Lu00-15 33-5#20	34,71	0,43	64,80	0,05	100,00
Lu00-15 33-5#23	34,44	0,56	64,87	0,05	100,00
Lu00-15-2#45	33,23	0,52	66,03	0,04	100,00
Lu00-15-2#47	31,77	0,68	67,43	0,05	100,00
Lu00-15-2#48	34,14	0,67	65,05	0,04	100,00
Lu00-15-2#51	35,14	0,11	64,60	0,00	100,00
Lu00-15-2#52	34,09	0,67	65,03	0,05	100,00
Lu00-15-2#53	34,30	0,53	65,06	0,03	100,00

контакта, массовая доля Ni достигает 0,86 % (см. табл. 3). В Ро из вмещающих пород (зона экзоконтакта, участок Надежда) содержится от 0,36 до 0,57 мас. %. Только в одном анализе Ро массовая доля Ni достигает 0,98 %. В среднем пирротины из пород экзоконтакта юго-восточной зоны более никелистые, чем пирротины юго-западной зоны участка. В породах участка Поляна массовая доля Ni в пирротине из жильных обособлений незначительна (0,13—0,22 %).

Содержание Со в пентландите из пород участка Лысый Череп изменяется в широком диапазоне значений. В микрозернистых габбро-норитах из приконтактных зон массовая доля кобальта меняется от 0,32 до 4,14 %. В пентландитах из пятнистых анортозитов она составляет от 0,77 до 1,94 %. Более высокое содержание кобальта отмечено в Pn из жилы рудных анортозитов из тела микрозернистых пород (участок Лысый Череп). Здесь массовая доля компонента достигает 2,94 %.

В Pn рудных пироксенитовых обособлений (участок Надежда) содержание Со возрастает от центральной зоны до зоны северного контакта с вмещающими породами. Однако в параллельном разрезе таких закономерностей не отмечено. В центральном разрезе массовая доля Со в пентландите изменяется от 0,24 до 0,65 %, в параллельном разрезе — от 0,18 до 1,33 %. Однако большая часть составов все же находится в области низких концентраций компонента (массовая доля 0,18—0,65 %). Массовая доля кобальта в Pn юго-восточного контакта участка в среднем выше, чем в северной части, и составляет 0,70—1,21 %. Еще более высокие концентрации Со в Pn характерны для пород участка Поляна, и их массовая доля составляет 1,32—1,77 %, что, однако, значительно меньше значений примеси компонента в некоторых пентландитах участка Лысый Череп. Как и для Pn, наибольшим концентратором Со является Viol участка Лысый Череп. В анортозитовой жиле массовая доля кобальта в Viol составляет 2,9 %, а в микрозернистом габбро-норите — 4,5 %.

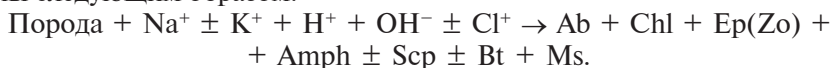
В Viol пород северной части участка Надежда, как и для примеси Ni, отмечается направленное изменение концентраций Со от центральной к контактовой зоне. Минимальное содержание Со наблюдается в осевой зоне тела микрозернистых габбро-норитов (массовая доля 0,48 %), а максимальное — в Viol северного контакта участка (до 1,10 %). В Viol из вмещающих пород южного экзоконтакта массовая доля Со составляет 0,79—1,72 %.

Есть данные лишь по одному анализу пирротина участка Лысый Череп, в котором обнаружена значительная примесь кобальта (массовая доля 0,17 %). В пирротинах юго-западного контакта участка Надежда массовая доля Со в Po 0,02—0,07 %, в юго-восточном контакте участка — 0,03—0,07 %, а в пирротинах участка Поляна — 0,02—0,06 %.

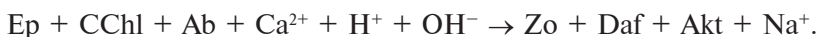
В пиритах из микрозернистых габбро-норитов (участок Лысый Череп) концентрации Со незначительны (массовая доля 0,12 %). В пятнистых анортозитах контактовой зоны массовая доля Со достигает 1,44 %. В рудных пироксенитах обособлений (участок Надежда) в пирите она колеблется от 0,00 до 3,97 %. В пиритах из вмещающих пород экзоконтакта этого участка массовая доля Со варьирует в пределах 0,96—1,55 %. В то же время в некоторых пиритах данной зоны она не превышает 0,05 %.

Термобарометрия

Зоны экзоконтактов. В общем виде процессы низкотемпературного замещения пород анортозит-габбро-норитового состава из зон экзоконтактов с телами микрозернистых пород могут быть записаны следующим образом:



Мусковит в породе присутствует в незначительных количествах. Объемная доля биотита в отдельных разновидностях пород достигает 15 % (преобладает относительно высокожелезистый). Широко представлен химический состав хлоритов — от высокомагнезиальных (шериданит) до железистых (дафнит) разновидностей. Цоизит является главным минералом группы эпидота в изученных нами породах:



В более ранних исследованиях [Семенов, 1994] изучались газовой-жидкие включения из кварцев. Значения 1,5—2,5 кбар, полученные в то время, приняты нами как нижний предел давлений. Расчет полей устойчивости ассоциации минералов без участия скаполита и пумпеллиита показал, что ее формирование возможно при $T = 350\text{—}450^\circ\text{C}$, причем с повышением давления этот интервал расширяется [Glebovitsky, 2001].

Минимальное давление для нее при $T = 400^\circ\text{C}$ равно примерно 1,5 кбар. Появление пумпеллиита в этой ассоциации происходит при температуре ниже 300°C .

Жильные образования. Для оценки условий кристаллизации привлекались ставролит-гранат- Al_2SiO_5 (ставролит — гранатовый геотермобарометр [Федькин, 1975]) и гранат-амфибол-плаггиоклазовые минеральные ассоциации (метод TWEEQU).

Ставролит-гранатовый геотермобарометр (см. табл. 2, 7). Проблема, с которой мы столкнулись при использовании этого геотермобарометра [Там же], заключалась в невозможности идентификации Al_2SiO_5 . В то же время по оценкам, сделанным А. Ю. Барковым [Barkov, 1999], минеральная ассоциация с ставролитом формировалась при повышенных давлениях (больше 6 кбар). О повышенных давлениях, существовавших при кристаллизации микрозернистых пород, свидетельствует появление в породах с нормальной железистостью инвертированного пижонита. Однако проведенные нами расчеты показали, что значение давления попадает на линию равновесия кианит—силлиманит ($P = 5,3\text{—}5,6$ кбар при $T \approx 600^\circ\text{C}$). Это сняло проблему идентификации полиморфа.

Метод TWEEQU (см. табл. 7, рис. 11). Было получено несколько групп значений давлений и температур. Для образца из центральной

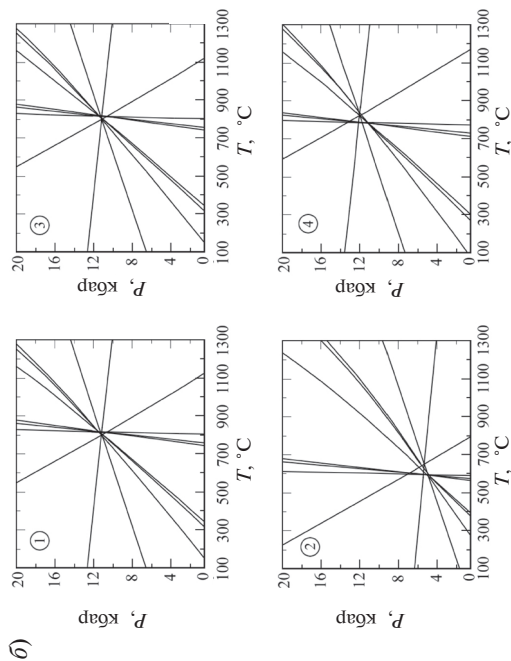
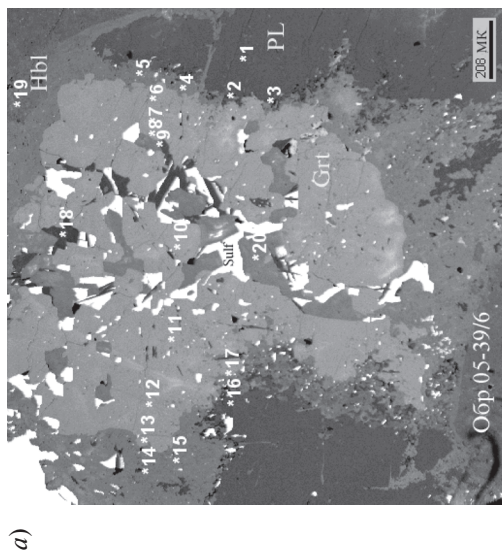


Рис. 11. Оценка параметров формирования гранатосодержащих ассоциаций из жильных образований методом TWEEQU:

a — Grt-Hbl-Pl ассоциация минералов из пород жильной фации (точки соответствуют химическому анализу (см. табл. 3); *b* — результаты моделирования (1, 2 — расчеты проводились с использованием данных [Bagkov, 1999]; 3, 4 — образец 05-39; приведено 18 реакций, составляющих пучки (из них четыре реакции независимые)):

- 1) $6Ab + 8Grs + 4Prp + 9Ts = 6Prg + 3Tr + 24An$; 2) $30Ab + 20Alm + 40Grs + 45Ts = 30Prg + 12Tr + 3Tr + 120An$;
- 3) $3Tr + 5Alm = 5Prp + 3fTr$; 4) $6Ab + 5Alm + 8Grs + 9Ts = 6Prg + 3fTr + Prp + 24An$; 5) $Alm + Ts = fTs + Prp$;
- 6) $3Prg + 4Alm = 4Prp + 3fPrg$; 7) $5fPrg + 3Tr = 3fTr + 5Ts$; 8) $5fTs + 4Tr = 4fTr + 5Ts$;
- 9) $24Ab + 16Alm + 32Grs + 36Ts + 3fPrg = 27Prg + 36Ts + 12fTr + 96An$; 10) $4fTs + 3Prg = 3fPrg + 4Ts$;
- 11) $6Ab + 8Grs + 4Prp + 4Ts + 5fTs = 6Prg + 3fTr + 24An$; 12) $30Ab + 40Grs + 20Prp + 12Tr + 45fTs = 30Prg + 27fTr + 120An$;
- 13) $24Ab + 32Grs + 16Prp + 36Ts + 15fPrg = 39Prg + 12fTr + 96An$;
- 14) $24Ab + 32Grs + 16Prp + 36fTs + 3Prg = 27fPrg + 12Tr + 96An$; 15) $6Ab + 4Alm + 8Grs + 9fTs = 6fPrg + 3fTr + 24An$;
- 16) $6Ab + 8Grs + 4Prp + 13fTs = 6fPrg + 4Ts + 3fTr + 24An$; 17) $6Ab + 8Grs + 4Prp + 9fTs = 3fPrg + 3Prg + 3fTr + 24An$;
- 18) $30Ab + 40Grs + 20Prp + 45fTs = 30fPrg + 3fTr + 12Tr + 120An$

**Термодинамические условия образования St—Grt—Bt—Ms—Al₂SiO₅—Qtz
парагенезисов (St—Grt геотермобарометр)**

Номер образца	St—Grt геотермобарометр [Федькин, 1975]		
	$\lg \left(\frac{X_{Mg}^{Sta}}{X_{Mg}^{Grt}} \right)$	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{ кбар}$
B4-B1*	Неравновесные (?)		
B4-B2*	0,07	600	5,3–5,6
B4-B4*	0,05	585	3,0–8,0
B9-B1*	0,43	430	2,5–3,5
B9-B2*	Неравновесные (?)		
B9-B4*	0,21	470	2,0–6,2
B8-B1*	Неравновесные (?)		
B8-B2*	Неравновесные (?)		
B8-B4*	Неравновесные (?)		

* Использовались данные химических анализов Баркова [Barkov, 1999] (см. табл. 2).

части тела микрозернистых габбро-норитов: 1) $P \approx 11\text{--}12$ кбар, $T \approx 820$ °C и 2) $P \approx 5\text{--}7$ кбар, $T \approx 600\text{--}650$ °C (жила рудных крупнозернистых габбро-норитов). Для образца 05-39 из зоны ближе к верхней границе тела микрозернистых пород: 3) $P \approx 11\text{--}12$ кбар, $T \approx 800$ °C и 4) $P \approx 11\text{--}13$ кбар, $T \approx 780\text{--}860$ °C (шир — обособление крупнозернистых рудных норитов). Обращает на себя внимание два фактора: это хорошее совпадение данных, полученных по St—Grt паре минералов, и данных 2 и высокие значения давлений и температур, особенно для образца 05-39 (он отобран из верхней части разреза микрогаббрового тела).

Обсуждение результатов исследования

Гидротермальные процессы в определенные моменты эволюции оказывали влияние почти на все месторождения ЭПГ. Но насколько были важны эти процессы при формировании месторождений в расслоенных интрузиях? В определенный период формирования ЭПГ-месторождений в интрузиях Бушвельд, Имандра, Луккулайсваара, Стиллуотер, Дулут, Великая Дайка и др. предполагается участие летучей фазы. «По-видимому, — пишет Вуд [Wood, 2002], — нет противоречий в том, что летучая фаза внешнего или внутреннего происхождения в определенные периоды участвовала в формировании этих расслоенных интрузий».

Экзоконтактный тип месторождений. Ранее [Семенов, 2008] было показано:

1. An_{70} —Amph—Bt. Водный флюид характеризовался высокой концентрацией хлора, о чем свидетельствует обогащение гидроксилсодержащих минералов этим элементом и газовой-жидкие включения с солями натрия в кварце. Кроме того, во флюиде присутствовали N, CH_4 (данные изучения газовой-жидких включений — по [Glebovitsky, 2001]), а также фосфор и фтор, связанные впоследствии в апатите и турмалине. Повышенные концентрации этих минералов обнаружены в зоне экзоконтактов с образованием микрозернистых пород.

2. Максимальные концентрации ЭПГ приходится на наиболее измененные породы с повышенным содержанием Fe и Mg. Pt формирует два максимума. Первый коррелируется с Na и Al, а второй — с Pd, Te, Cu, Ni, Co, Zn, магнием и железом. Золото имеет отчетливо выраженную корреляционную связь с K и Zn и менее отчетливую связь с Na и Al. Только часть Pt можно увязать с K—Na—Ca метасоматозом. Причина отсутствия прямой корреляционной связи рудообразования с K—Na—Ca метасоматозом — смена геохимической специализации процесса при понижении температуры.

3. В нижнем экзоконтакте микрозернистого тела (участок Надежда) отмечаются более высокие концентрации платиноидов, золота, никеля, меди и серы, чем в зоне верхнего экзоконтакта.

4. При высоких температурах, судя по ассоциации рудных и вторичных силикатных минералов с высоким содержанием хлора и по геохимическим данным, в гидротермальных растворах наряду с благородными металлами важную роль играли хлоридные комплексы Na, K, Fe, Mg. Повышенное содержание фосфора в породах экзоконтактов может свидетельствовать о значительной роли этого элемента как лиганда наряду с хлором. Отмечалась довольно высокая корреляционная связь данного элемента с платиноидами и некоторыми интерметаллидами.

5. При температуре менее 400—350 °C в гидротермальных растворах преобладали соединения серы (возможно, комплексы бисульфидов $Me(HS)_2^{Z-2}$, где Z — заряд металла [Wood, 2002]).

Анализ минерального состава рудных ассоциаций показал, что процесс их кристаллизации завершался на фоне высокой фугитивности кислорода (каймы магнетита вокруг сульфидов). Минералы платиновой группы встречаются чаще всего в каймах ковелина и борнита вокруг халькопирита, на границе сульфидов и вторичных силикатных минералов, среди вторичных минералов (это сростки с амфиболами, кварцем и кальцитом, существуют сростки с пренитом и пумпеллиитом). В связи с этим кристаллизация основной массы платиноидов связывается: 1) с поздними (низкотемпературными)

стадиями рудообразования; 2) с повышением фугитивности кислорода. Например, на участке Лысый Череп платиноиды фиксируются в сростках с первичными Ptm и Mt. Здесь наблюдается дефицит серы, о чем свидетельствует формирование никельсодержащих вторичных силикатов. Однако в сульфидных ассоциациях из пород экзоконтактовых зон на участке Лысый Череп отношение Me/S в Po самое низкое (см. табл. 5). Кроме того, сульфиды из пород этого участка отличаются в среднем более высоким содержанием Co (см. табл. 3, 5, 6) в Pn, Po и, естественно, в Py и Viol, развивающихся по первичным минералам. Наиболее высокие Fe/Ni отношения (см. табл. 3, 4) были зафиксированы в Pn и Viol из жилы анортозитов и микрозернистых габбро-норитов (участок Лысый Череп). В этих породах в рудной ассоциации присутствует значительное количество ильменита и магнетита, а также халькопирит, пирротин и пентландит.

Жильный тип месторождений. Ранее было показано:

1. Тела микрозернистых пород сформировались в процессе направленной кристаллизации.

2. При направленной кристаллизации легкоплавкий материал и флюидная фаза выжимаются к центру кристаллизующегося тела. Поскольку водосодержащие минералы в кумулусе отсутствуют, концентрация воды в таком (остаточном) расплаве могла возрастать во много раз, достигая насыщения.

3. При кристаллизации пород обособлений достигалось давление около 9—10 кбар.

4. Данный тип кристаллизации приводил к увеличению не только внутреннего давления, но и, возможно, температуры, в том числе и в отжимках остаточного расплава. Если в результате сжатия температура тела повышается (изоэнтропийный процесс), то в нем развивается большее давление.

5. Давление возрастало при остывании системы *микрозернистые породы — включения остаточного расплава* из-за различных значений коэффициента сжимаемости пород.

6. Остаточный расплав и сосуществующая флюидная фаза насыщались несовместимыми элементами, серой и водой, «собранными» из кристаллизующегося объема расплава, до пределов насыщения, когда, например, появляется сульфидная жидкость.

7. Насыщенность остаточного расплава флюидом, присутствие сульфидной жидкости приводили к формированию крупнозернистых пород с сидеронитовой текстурой.

8. Замещение магматических ассоциаций минералов в жильных образованиях и крупнозернистых обособлениях ограничилось формированием реакционных зон между зернами минералов без установления равновесия по всему объему породы [Кольцов, 2000].

Оценка P – T -условий кристаллизации подтвердила существование высоких давлений при формировании крупнозернистых обособлений и жил. Эти давления (не менее 9–10 кбар) контролировались только пределом прочности вмещающей породы. При остывании давление понижалось до 5–6 кбар и менее (наши данные из работы [Barkov, 1999]). Изменения условий кристаллизации должны были повлиять на физико-химические условия формирования рудной минерализации, и в частности на изменение концентрации хлора, серы в водном флюиде, и в конечном счете на кристаллизацию рудных минералов.

В породе обычно наблюдаются каймы из сростков $\text{Tlc} + \text{Ant} + \text{Sul}$ вокруг ромбического пироксена. Это свидетельствует о высоком содержании серы в гидротермальном растворе. Когда сульфидная сера уже израсходована, то есть в растворе наблюдается недостаток железа (сульфидного), она реагировала с Opх : $\text{H}_2\text{S}(\text{v}) + (\text{Fe}, \text{Mg})\text{SiO}_3(\text{s}) = \text{Fe}_{(1-x)}\text{S}_x + \text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$.

Высокая концентрация серы в остаточном расплаве и, соответственно, во флюиде — результат направленной кристаллизации магмы/расплава дополнительных фаз внедрений. Остаточный расплав и сосуществующая флюидная фаза насыщались несовместимыми элементами, серой и водой, которые были выделены из кристаллизующегося объема расплава, до пределов насыщения.

Высокое содержание серы во флюиде повлияло на состав сформированной сульфидной минеральной ассоциации, характеризующейся преобладанием пирротина над халькопиритом в ассоциации 1. В зоне экзоконтакта (участок Надежда) халькопирит преобладает над пирротином.

В сульфидных ассоциациях из пород обособлений на участке Надежда отношение Me/S в Po изменяется в заметных пределах и мало отличается от Me/S в Po из зон экзоконтактов. Максимальные значения Me/S достигает в Po на участке Поляна (см. табл. 5). Кроме того, сульфиды из пород этого участка содержат меньше примеси Co , за исключением Py (см. табл. 6). В то же время содержание Co в минералах контролируется положением образцов в разрезе тела микрогабброидов (участок Надежда) и увеличивается от центра к зоне верхнего контакта с вмещающими породами. Наиболее высокие Fe/Ni отношения (см. табл. 3, 4) были зафиксированы в Pn и Viol из пород участка Поляна.

Выводы

1. Два генетических типа месторождений наблюдаются в интрузиве в связи с телами микрозернистых пород, сформированных в результате внедрений дополнительных порций свежей магмы.

2. Первый тип месторождений — экзоконтактовый, сформированный на фоне деформаций растяжения, — локализуется на границе двух разнородных сред (тела микрозернистых пород — вмещающие породы). В этих зонах декомпрессия играла ведущую роль в формировании вторичных минеральных ассоциаций, включая рудные [Семенов, 2008]. Циркуляция гидротермальных растворов продолжалась до низких температур (менее 400—350 °С).

3. Второй тип месторождений сформирован породами жильной фации, являющимися остаточным расплавом, образованным при кристаллизации магм дополнительных внедрений. Кристаллизация пород жильной фации протекала в широком диапазоне давлений и температур. Приблизительно при 1180 °С произошло отделение остаточного расплава от кристаллизующейся основной массы магмы. Верхний температурный предел существования ранних наложенных ассоциаций минералов (800—900 °С) согласуется с положением линии солидуса водонасыщенного расплава. Давление, при котором из остаточного расплава кристаллизовались гранатсодержащие минеральные ассоциации, достигало 10 кбар. Минеральная ассоциация с ставролитом формировалась при $T \cong 600\text{—}550$ °С и $P \cong 6\text{—}5$ кбар и менее. Высокие давления определялись автоклавным эффектом, возникающим при кристаллизации сред с разными коэффициентами сжимаемости.

4. Формирование («осаждение») платиноминеральных ассоциаций минералов связано с низкотемпературной стадией кристаллизации на фоне повышенной фугитивности кислорода.

5. Различия в химизме минералов сульфидов могли контролироваться как фугитивностью серы и кислорода, так и составом гидротермальных растворов, транспортирующих полезные компоненты.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Елисеев Э. Н. // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи / под ред. Н. А. Елисеева. — М. : Изд-во АН СССР, 1953. — С. 112—143.

Зильберштейн А. Х. Неоднородность деформации в магматических интрузивах, возникающая при остывании и декомпрессии, и ее влияние на распределение флюида / А. Х. Зильберштейн [и др.] // ДАН. — 1999. — Т. 366, № 4. — С. 519—522.

Кольцов А. Б. Процессы постмагматических преобразований платиноносных пород расслоенного массива Луккулайсваара / А. Б. Кольцов, В. С. Семенов // Геохимия. — 2000. — № 11. — С. 1149—1158.

Рудашевский Н. С. К модели формирования Pt—Pd малосульфидных руд в расслоенных ультраосновных-основных интрузиях (на примере руд интрузии Луккулайсваара, Северная Карелия) / Н. С. Рудашевский [и др.] // ДАН. — 1991. — Т. 319, № 2. — С. 479—482.

Семенов В. С. Метасоматические процессы в расслоенном интрузиве Луккулайсваара, формирование малосульфидной платинометальной минерализации / В. С. Семенов [и др.] // Геология рудных месторождений. — 2008. — № 4. — С. 25—50.

Семенов В. С. Метасоматиты расслоенного комплекса Луккулайсваара и связанная с ним платинометальная минерализация (Олангская группа интрузий, Северная Карелия) / В. С. Семенов [и др.] // Петрология. — 1997. — № 2. — С. 137—159.

Семенов В. С. Рудные метасоматиты с участием благородных металлов расслоенной интрузии Луккулайсваара (Северная Карелия) / В. С. Семенов [и др.] // Вестник СПбГУ. Сер. 7. — 1994. — Вып. 3. — С. 26—33.

Федькин В. В. Ставролит / В. В. Федькин. — М.: Наука, 1975.

Auret J. M. Pb isotopic systematics in the Eastern Bushveld Complex: an additional geochemical tracer / J. M. Auret [et al.] // Conference on the origin of Mineralization in southern African Layered Intrusions. — Johannesburg, 1989. — P. 75—86.

Ballhaus C. G. Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef: evidence of hydrous silicates and fluid inclusions / C. G. Ballhaus, E. F. Stumpfl // Contrib. Mineral. Petrol. — 1986. — Vol. 94. — P. 193—204.

Barkov A. Y. Paragenesis and origin of staurolite from a palladium-rich gabbro-norite: an unusual occurrence of the Lukkulaisvaara layered intrusion, Russian Karelia / A. Y. Barkov [et al.] // N. Jb. Miner. Abh. — 1999. — Vol. 175. — P. 191—222.

Boudreau A. E. Concentration of platinum-group elements by magmatic fluids in layered intrusions / A. E. Boudreau, I. S. McCallum // Econom. Geol. — 1992. — Vol. 87. — P. 1830—1848.

Campbell I. H. A model for the origin of the platinum-rich horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes / I. H. Campbell, A. I. Naldrett, S. I. Barnes // J. Petrol. — 1983. — Vol. 24. — P. 133—165.

Glebovitsky V. A. The structure of the Lukkulaisvaara intrusion, Oulanka Group, Northern Karelia: petrological implications / V. A. Glebovitsky [et al.] // Can. Mineral. — 2001. — Vol. 39. — P. 607—637.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals / R. Kretz // American Mineralogist. — 1983. — Vol. 68. — P. 277—279.

Kruger F. J. The Sr-isotopic stratigraphy of the Western Bushveld Complex / F. J. Kruger // Conference on the origin of Mineralization in southern African Layered Intrusions. — Johannesburg, 1989. — P. 21—23.

Naldrett A. J. The behavior of platinum group elements during fractional crystallization and partial melting with special reference to the composition of magmatic sulfide ores / A. J. Naldrett, S. J. Barnes // Festschr. Mineralogie. — 1986. — Vol. 64. — P. 113—133.

Halkoaho T. The Sompjarvi and Ala-Penikka PGE Reefs in the Penikat layered intrusion, Northern Finland — implications for PGE Reef-forming processes / T. Halkoaho // Acta Univ. Oul. — 1994.

Iljina M. The Portimo layered igneous complex — with emphasis on diverse sulphide and platinum-group element deposits / M. Iljina // Acta Univ. Oul. — 1994.

Turchenko S. I. U—Pb geochronology of layered mafic intrusions in the timing and duration of early Proterozoic continental rifting / S. I. Turchenko [et al.] // Precambrian Research. — 1995. — Vol. 75. — P. 31—46.

Wood S. A. The aqueous geochemistry of the platinum — group elements with applications to ore deposits / S. A. Wood // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements / ed. by L. J. Cabri. — Oulu, 2002. — P. 211—250.

Раздел 2

К ПРОБЛЕМЕ ОБРАЗОВАНИЯ САНУКИТОИДОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ СЕРИИ УМЕРЕННО-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАРЕЛИИ НА ПРИМЕРЕ САНУКИТОИДНОГО ЭЛЬМУССКОГО И СИЕНИТОВОГО ЗАПАДНО-ХИЖЬЯРВИНСКОГО МАССИВОВ

Ю. С. Егорова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

В настоящее время позднеархейский период (2,75—2,60 млрд. лет) считается переломным в развитии Земли. А. Изли и Д. Эбботт [Isley, 1999], а также К. Конди [Condie, 2001], на основе анализа характера и объема мантийного магматизма в пределах планеты, связывают этот период с формированием первых суперплюмов, приводивших к растяжению и разрыву первичных континентов. Данный период ознаменован появлением первых щелочных и умеренно-щелочных мантийных пород, в том числе и высоко-Mg диоритов, монцонитоидов и гранитоидов, выделенных и названных канадскими геологами С. Шири и Г. Хенсоном санукитоидами [Shirey, 1984].

Свое название эти интрузивные породы получили благодаря геохимическому сходству с санукитами — высокомагнезиальными микрокловыми андезитами вулканического пояса Сетучи в Японии, которые считаются прямыми выплавками из мантийных перидотитов [Tatsumi, 1982]. С тех пор такие породы были выявлены и изучены на большинстве древних щитов мира.

В отличие от синтектонических трондьемитов, тоналитов и гранодиоритов (TTG-ассоциация) гранитоиды санукитоидных комплексов представляют собой менее кремнекислые породы, имеющие двойственную геохимическую природу. С одной стороны, для них характерна высокая магнезиальность ($Mg\# > 0,5$) и повышенное содержание Cr и Ni (до 400 и 250 ppm соответственно), что свидетельствуют об их мантийном происхождении. В то же время они обогащены легкими РЗЭ (La до 150 ppm), Ba, Sr (более 1000 ppm), P_2O_5 (до 1,5 %), что не может быть связано с коровой контаминаци-

ей, так как архейская кора содержит эти элементы в значительно меньших количествах. Поэтому санукитоиды — прямое свидетельство архейской обогащенной мантии. Кроме того, санукитоиды представляют практический интерес, поскольку на древних щитах с ними парагенетически связана золотая минерализация [Lobach-Zhuchenko, 2000], а с ассоциирующими с ними лампрофирами — проявления алмазов [Lefebvre, 2005].

В последнее время архейские умеренно-щелочные породы интенсивно изучаются в пределах Карельского кратона Балтийского щита [Чекулаев, 2003; Lobach-Zhuchenko, 2005; Kovalenko, 2005; Самсонов, 2004].

В ряде регионов, в том числе в Карелии, наблюдается тесная пространственно-временная связь санукитоидов с сиенитами. В. В. Иваников (1997) на основе геолого-петрографических и геохимических данных описал их как две независимые магматические серии — клинопироксенит-сиенитовую и габбро-монцонит-гранитную, позднее определенную как санукитоидная [Чекулаев, 1999].

Так же как санукитоиды и сиениты других докембрийских щитов, карельские интрузии связаны в пространстве и во времени с тектоническими зонами.

По результатам последних U—Th—Pb изотопно-геохронологических исследований цирконов из различных массивов Карелии было показано, что санукитоиды и сиениты Карелии были сформированы в два сближенных по времени эпизода: 2740 ± 10 млн. лет назад в Центральной Карелии и 2715 ± 10 млн. лет назад в Западной Карелии [Bibikova, 2005; Бибикова, 2006].

Таким образом, мы имеем две умеренно-щелочные группы интрузий (санукитоиды и сиениты), обладающие сходным пространственно-временным положением, но существенно отличающиеся соотношением щелочей и магнезиальностью.

В настоящее время для санукитоидной группы наиболее представительным и изученным массивом является Панозерский (ПМ) [Лобач-Жученко, 2007], а для сиенитовой — Сяргозерский [Иваников, 1997] массивы. Для изучения были выбраны Эльмусский (ЭМ) санукитоидный и Западно-Хижьярвинский (ЗХМ) сиенитовый массивы. Это связано с необходимостью расширения геологической и аналитической базы для санукитоидных и сиенитовых ассоциаций пород в целях сравнения и анализа причин их сходства и различия.

Задача настоящей работы — дать характеристику геологии и геохимии позднеархейских Эльмусского санукитоидного и Западно-Хижьярвинского сиенитового массивов и в итоге вместе с полученными ранее результатами исследований других интрузий рассмотреть роль и характер процессов, обусловивших особенности состава пород и их вариации.

Геологическое положение и строение Эльмусского и Западно-Хижьярвинского массивов. Эти массивы располагаются в Карельской гранит-зеленокаменной области и приурочены к тектонической зоне субмеридионального ($\sim 350^\circ$) простирания, секущей границу древнейшего Водлозерского кратона и более молодого Центрально-Карельского домена (рис. 1). К данной тектонической структуре относятся Панозерский и Бергаульский санукитоидные массивы, Сяргозерский массив сиенитов, а также Шаравалампинский массив, в котором представлены обе серии пород.

ЭМ расположен в Центральной Карелии в древнем Водлозерском домене и прорывает метабазальты Семченского зеленокаменного пояса и гнейсограниты (рис. 2). Массив имеет размеры примерно 2×3 км и вытянут в северо-восточном направлении.

Интрузия практически однородна и представлена кварцевыми монцонитами; небольшая северная часть массива занята монцонитами и эпидотизированными горблендитами. Большинство контактов горблендитов с монцонитами тектонические. Однако в обнажении 212 на контакте основных пород и монцонитов в мафитах наблюдаются прослои и пятна монцонитового состава, что позволяет предполагать более позднее становление мафитов. В приконтактных зонах наблюдается рассланцевание и частичное окварцевание пород; с этими зонами связано развитие сульфидной минерализации. Большинство зон тектонических нарушений и рассланцевания имеют СВ простирание, параллельное контактам интрузии.

Возраст массива определен U—Pb методом по циркону из кварцевого монцонита и составляет 2742 ± 6 млн. лет [Bibikova, 2005].

Западно-Хижьярвинский массив расположен в Центрально-Карельском домене (рис. 3). Вмещающими породами являются гнейсограниты и лопийская вулканогенная толща. Интрузив в плане имеет форму овала, вытянутого в северо-западном направлении на 7 км при максимальной ширине 3 км, и соответствует по морфологии пологой наклонной линзы. У лежачего бока, вдоль юго-западного контакта, развиты крупно- и гигантозернистые порфириовидные мезократовые сиениты с тонкими (до 0,5 м) прослоями кумулусных клинопироксенитов. К центру массива они постепенно сменяются преимущественно равнозернистыми лейкосиенитами, в то время как последние — кварцсодержащими сиенитами, слагающими участок на северо-восточном контакте с вмещающими гнейсогранитами. Элементы залегания магматической слоистости, трахитоидность и линейность в порфириовидных сиенитах одинаковы и совпадают с простиранием контактов интрузии. Породы массива секут многочисленные

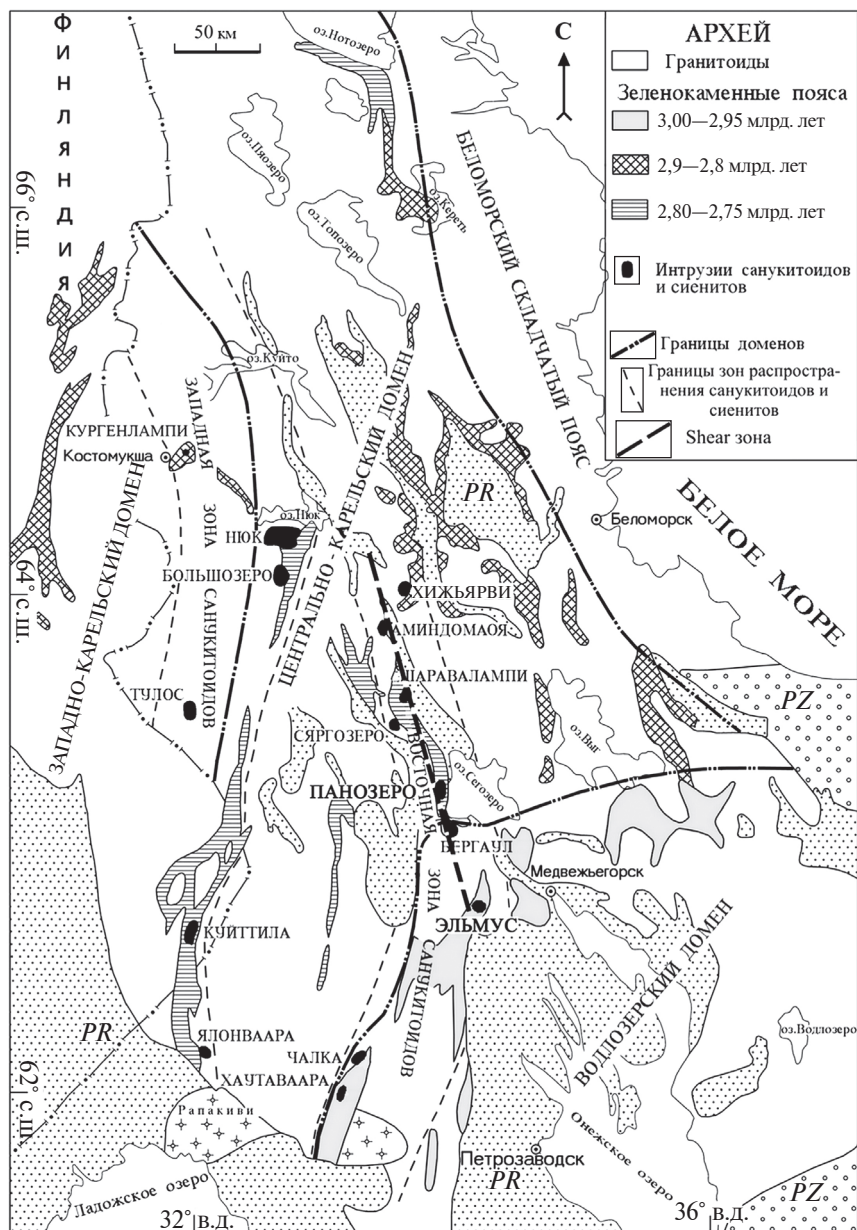


Рис. 1. Карта-схема Карельской гранит-зеленокаменной области Балтийского щита

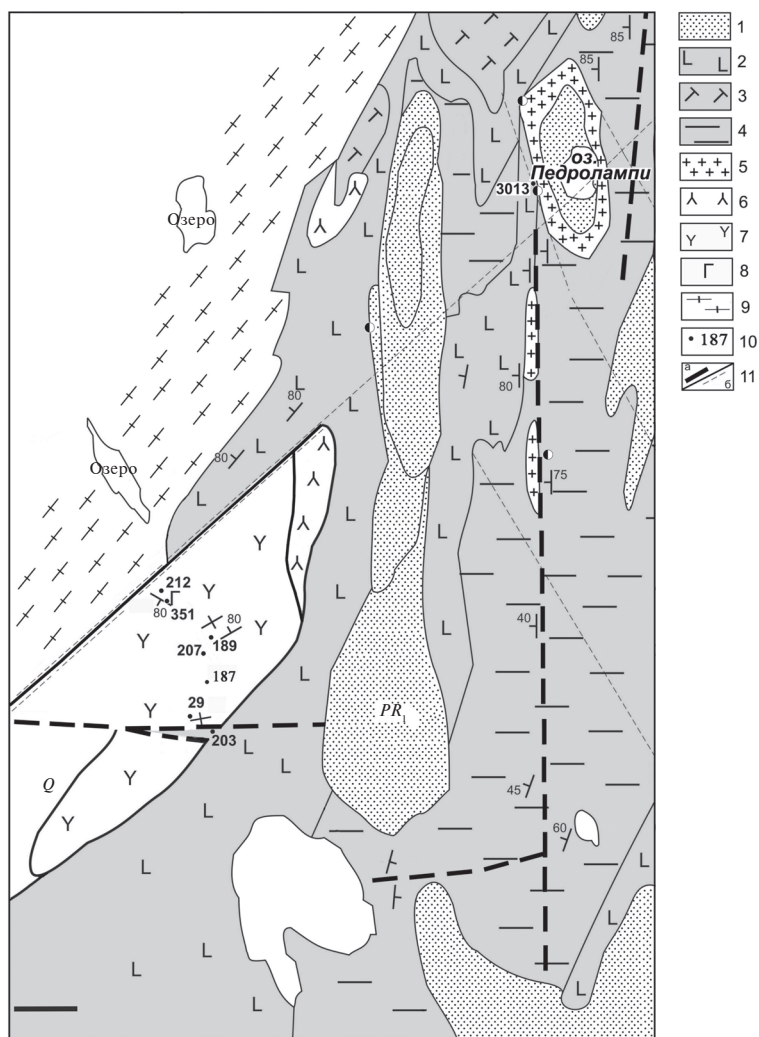


Рис. 2. Положение Эльмусского массива (по [Кулешевич, 2007] с дополнениями автора):

- 1 — палеопротерозойские (ятулийские и сумийские) осадочно-вулканогенные породы, неозархей, лопийский комплекс; 2 — метабазальты; 3 — метакоматииты; 4 — сланцы по туфам и вулканитам андезитового и дацитового состава, углеродсодержащие сланцы, метаморфизованные песчаники и конгломераты бергаульской свиты; 5 — альбитизированные граниты; 6 — сиениты и субщелочные граниты; 7, 8 — Эльмусский массив (7 — монцониты — кварцевые монцониты, 8 — горблендиты); 9 — гнейсограниты; 10 — места отбора проб с химическими анализами; 11 — тектонические нарушения (а — архейского возраста; б — протерозойского возраста)

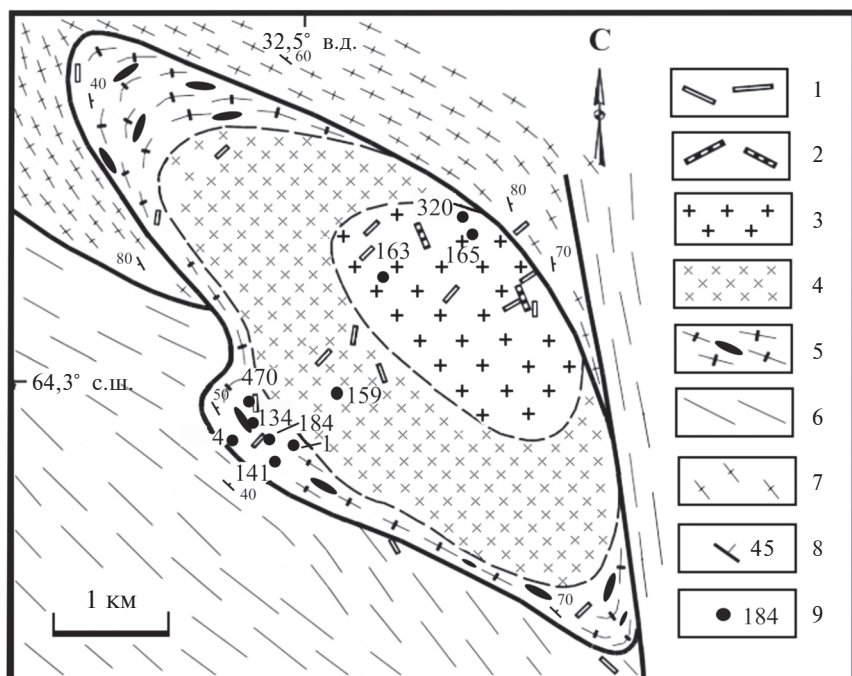


Рис. 3. Карта-схема Западно-Хижьярвинского массива по В. В. Иваникову (1997) и полевым материалам Н. А. Арестовой: 1 — дайки гранит-порфиров; 2 — дайки сиенит-аплитов; 3 — кварцевые лейкосиениты; 4 — среднезернистые сиениты; 5 — крупнозернистые сиениты с шлирами клинопироксенитов; 6 — лопийская вулканогенно-осадочная толща; 7 — гнейсограниты; 8 — элементы залегания; 9 — места отбора проб с химическими анализами

дайки гранит-порфиров и аплитов, реже сиенит-порфиров, которые также встречаются в породах рамы [Иваников, 1997, 1997а; Биби-кова, 2006]. Возраст массива определен U—Pb методом по циркону и составляет 2744 ± 4 млн. лет [Бибикова, 2006].

Петрография и минералогия. Кварцевые монцониты ЭМ представляют собой крупнозернистые породы, сложенные Fsp (60—80 %), Amp (10—15 %), Bt (до 10 %), Qtz (5—10 %), Crb (до 3—5 %). Акцессорные минералы — Sph, Aln, Ap, Mag и Sulf. Вторичные минералы — Act, Ab, Zo, Ep. Породы имеют порфировую структуру за счет крупных зерен (до 7 мм) мезопертитового полевого шпата, пространство между которыми выполнено темноцветными минералами и кварцем.

Монцониты и монцодиориты от кварцевых монцонитов отличает более высокое содержание темноцветных минералов (Amp — 10—30 %; Bt — 5—20 %) и отсутствие крупных зерен магматического Qtz. Для них характерна большая степень вторичных изменений (эпидотизация, хлоритизация, окварцевание и катаклаз), что связано с их размещением преимущественно у контактов.

Горблендиты на 80—90 % сложены крупным Amp; в интерстициях располагаются мелкие зерна KFs (до 10 %). Акцессорные минералы — крупный Ap (до 5 %), ксеноморфный Crb (до 5 %), Sph и мелкие рудные (меньше 1 %). Вторичные минералы — Act, Ep, Chl.

Полевой шпат представлен мезо- и антипертитами со структурами распада первичного Na—K—Ca твердого алюмосиликатного раствора. Наблюдается преобладание натриево-альбитовой составляющей над калиевой, представленной микроклином. На присутствие кальция в исходном твердом растворе указывает обильное вкрапление цоизита. Собственно плагиоклаз и микроклин встречаются редко и образуют более мелкие зерна, которые с ксеноморфным кварцем составляют основную массу породы. Вокруг зерен полевого шпата в отдельных случаях наблюдается развитие вторичного микроклина.

Амфибол образует вытянутые до 2 мм зерна густо-зеленого цвета, иногда имеющего голубоватый оттенок. Большинство зерен неоднородны, имеют пятнистое строение. Пятна являются реликтами роговой обманки. По краям и трещинам спайности наблюдается развитие мелкозернистого агрегата эпидота.

По химическому составу все амфиболы из пород ЭМ относятся к группе кальциевых амфиболов ($Ca_B \geq 1,5$) [Leake, 1997] и образуют непрерывный ряд составов — от магнезиальной роговой обманки — эденита до актинолита (рис. 4, табл. 1).

Биотит образует самостоятельные лейсты, а также развивается по трещинам в амфиболе, содержит включения ортита в сростках с эпидотом и мелкого апатита. По краям и трещинам по нему развивается эпидот. По химическому составу слюда является высокомагнезиальным биотитом (см. табл. 1).

Кварц представлен изометричными ксеноморфными зернами, которые группируются в пространстве между другими минералами. В рассланцованных породах кварц формирует мелкозернистые линзовидные прослои.

Карбонат образует ксеноморфные зерна кляксоподобной формы и заполняет пространство между зернами и иногда трещины в минералах. В отдельных образцах встречаются крупные зерна и агрегаты зерен, приуроченные к плоскостям сланцеватости в породе. В рассланцованных приконтактовых породах содержание карбоната выше

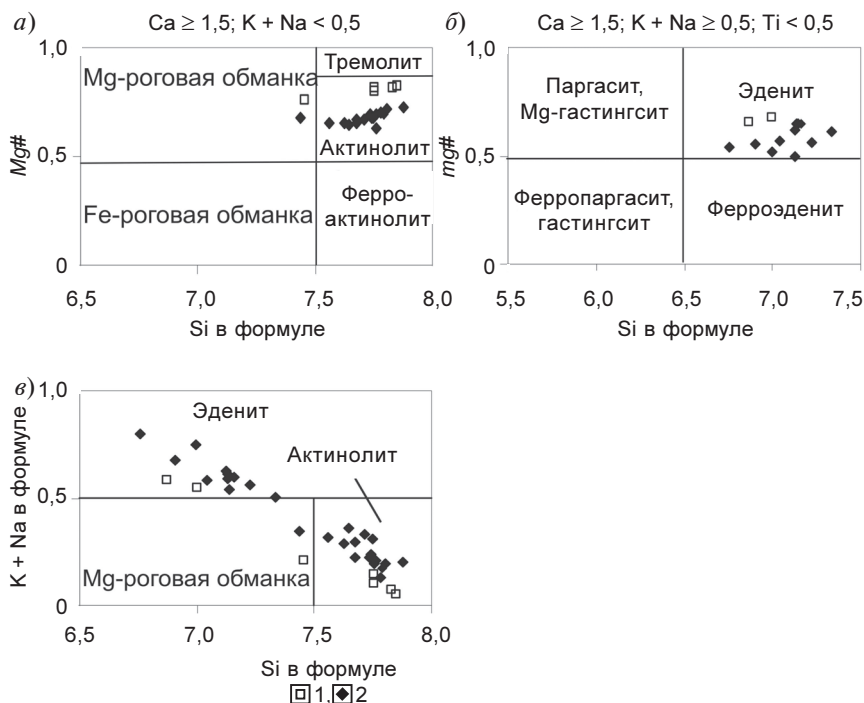


Рис. 4. Классификация амфиболов (а, б) [Leake, 1997] и непрерывные тренды изменения состава амфиболов (в):

1 — амфиболы из пород ЭМ; 2 — амфиболы из пород ЗХМ

(до 10 %), в них он вместе с мелкозернистым кварцем, хлоритом и эпидотом залечивает трещины в породе.

Сфен формирует крупные кристаллы (до 1 мм) правильной ромбической формы, а также мелкие ксеноморфные зерна и агрегаты в трещинах и на границах темноцветных минералов.

Апатит в основном встречается в виде мелких изоморфных кристаллов, чаще в качестве включений в роговой обманке и слюде.

Рудные минералы представлены сульфидами (пирит и халькопирит) и магнетитом.

Все породы массива в той или иной степени подвержены низкотемпературным изменениям: эпидотизации, хлоритизации и окварцеванию. Первичный амфибол замещается актинолитом, что обуславливает зональное и пятнистое строение зерен, по трещинам спайности и краям развиваются биотит и мелкозернистый агрегат эпидота. Биотит в наиболее измененных породах хлоритизирован. Практически весь плагиоклаз сосюритизирован. В отдельных случаях, особенно в приконтактных зонах, наблюдается рассланцевание и окварцевание

Составы темноцветных минералов из пород ЭМ и ЗХМ

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Mg#	Сумма
1	29	40,22	1,26	17,11	0,00	12,67	0,25	16,65	н.о.	0,24	9,96	0,70	98,36
2	29	40,13	1,23	17,05	0,09	12,98	0,16	15,90	н.о.	0,25	10,19	0,69	97,98
3	29	39,71	1,05	16,52	0,11	12,69	0,14	16,02	н.о.	0,02	9,99	0,69	96,25
4	212	45,99	1,09	7,08	н.о.	12,98	0,33	13,62	12,20	1,40	0,88	0,65	95,57
5	212	47,10	0,56	6,74	0,34	12,53	0,25	14,59	12,19	1,42	0,72	0,68	96,44
6	212	55,19	н.о.	0,63	0,09	7,55	0,31	19,30	13,63	0,13	0,06	0,82	96,89
7	212	57,13	0,05	0,75	0,08	8,12	0,30	19,91	13,91	0,23	0,07	0,81	100,55
8	29	55,13	0,06	1,36	0,01	8,04	0,25	19,45	13,53	0,29	0,11	0,81	98,23
9	29	51,96	0,52	4,08	0,03	9,48	0,24	16,91	13,36	0,42	0,50	0,76	97,49
10	29	55,05	0,00	1,03	0,00	8,81	0,33	19,13	13,71	0,36	0,24	0,79	98,67
11	134	48,47	0,32	5,99	0,02	14,05	0,46	14,56	10,93	1,08	1,55	0,65	97,43
12	149	46,46	0,24	6,84	0,10	18,27	0,77	11,06	11,54	1,93	0,95	0,52	98,15
13	149	48,70	0,15	5,55	0,07	16,94	0,79	12,16	11,81	1,47	0,74	0,56	98,38
14	159	47,46	н.о.	8,02	н.о.	18,06	0,55	12,75	11,26	1,78	0,92	0,56	100,80
15	159	46,43	0,26	9,41	0,20	18,02	0,40	11,80	11,19	2,05	1,18	0,54	100,94
16	159	48,86	0,85	5,98	н.о.	15,20	0,54	13,70	11,62	1,59	0,77	0,62	99,11
17	159	49,08	0,76	5,85	н.о.	14,34	0,60	14,66	11,40	1,43	0,75	0,65	98,87
18	159	49,27	1,04	5,93	н.о.	14,40	0,43	14,66	11,09	1,82	0,55	0,64	99,19
19	159	48,27	0,24	7,36	н.о.	16,98	0,83	12,58	11,32	1,63	0,65	0,57	99,86
20	184	47,83	0,36	6,46	н.о.	19,21	0,89	10,74	11,03	1,59	0,88	0,50	98,99
21	184	50,56	н.о.	4,46	0,18	14,45	0,76	12,81	14,55	1,40	0,59	0,61	99,76

22	134	54,69	н.о.	1,04	н.о.	12,98	0,70	16,30	12,97	0,57	0,07	0,69	99,32
23	134	55,08	0,09	0,96	0,03	12,86	0,79	16,75	12,93	0,40	0,12	0,70	100,01
24	134	55,00	0,03	1,43	0,02	13,13	0,68	16,50	13,05	0,70	0,17	0,69	100,71
25	134	53,90	0,02	2,39	н.о.	13,76	0,56	15,44	12,51	0,89	0,29	0,67	99,76
26	134	55,31	0,04	1,63	0,02	12,90	0,64	16,39	12,98	0,61	0,17	0,69	100,69
27	149	52,55	0,00	1,48	н.о.	12,94	0,72	15,05	12,48	0,95	0,19	0,67	96,35
28	149	53,59	0,09	1,40	0,02	13,33	0,79	15,47	12,78	0,73	0,18	0,67	98,37
29	149	52,50	0,01	2,44	н.о.	13,57	0,80	14,58	13,28	0,84	0,28	0,66	98,29
30	149	53,02	0,13	1,26	н.о.	12,79	0,85	14,75	14,09	1,06	0,19	0,67	98,14
31	149	51,97	н.о.	2,27	0,08	13,90	0,77	14,37	12,48	1,05	0,34	0,65	97,23
32	149	52,95	0,01	1,96	н.о.	14,27	0,81	14,92	12,72	0,62	0,26	0,65	98,52
33	159	51,57	0,20	3,99	0,18	13,29	0,52	15,48	11,91	0,92	0,48	0,68	98,54
34	159	55,45	н.о.	1,80	н.о.	11,82	0,46	16,76	12,50	0,64	0,11	0,72	99,54
35	159	52,64	н.о.	4,00	н.о.	13,99	0,29	15,00	11,62	0,89	0,37	0,66	98,80
36	159	55,86	н.о.	1,17	н.о.	11,46	0,53	16,93	12,46	0,63	0,15	0,72	99,19
37	184	54,22	н.о.	1,45	н.о.	15,52	1,05	14,76	12,15	0,68	0,12	0,63	99,95
38	134a	52,26	н.о.	0,41	н.о.	8,70	0,62	13,07	24,00	0,93	н.о.	0,73	99,99
39	134a	51,97	0,06	0,65	0,07	7,43	0,47	13,98	23,64	1,01	0,02	0,77	99,30
40	149	51,58	0,37	1,16	0,02	8,85	0,58	13,13	22,43	1,62	0,04	0,73	99,78
41	149	51,72	0,37	1,09	0,01	9,10	0,50	12,58	22,42	1,72	0,03	0,71	99,53
42	149	51,33	0,05	0,54	0,00	11,37	0,99	11,03	22,61	1,70	0,01	0,63	99,63
43	149	51,77	0,06	0,58	0,11	11,01	0,96	11,71	22,71	1,35	0,04	0,65	100,30

Примечание. Минералы: 1—3 — биотит; 4, 5, 11—21 — эленит; 6—10, 22—37 — актинолит; 38—43 — диопсид. Индекс $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$; н.о. — содержание компонента не определено; исследование выполнено на микронзондовом анализаторе LINK в ИГГД РАН.

пород. Увеличение содержания рудных минералов (особенно сульфидов) также связано с этими зонами.

Крупнозернистые сиениты ЗХМ обладают гипидиоморфно-зернистой и аллотриоморфно-зернистой структурами.

Главные минералы — анти- и мезапелитовый Fsp (70—80 %), Qtz (5—10 %), Amp (5—10 %), Crpx (до 5 %). Акцессорные минералы — Mag, Sph, Zrn и Ap. Вторичные минералы — Ab + Zo, Act и Ep.

Меланократовые шпидеры в крупнозернистых сиенитах (< 1 % объема породы) варьируют по составу от клинопироксенитов до амфиболовых габбро-диоритов. Они имеют гипидиоморфно-зернистую структуру. Амфибол и пироксен образуют крупные идиоморфные кристаллы, между которыми расположен полевой шпат.

Главные минералы — Crpx, Amp, Kfs, Pl. Акцессорные минералы — Bt, Qtz, Mag, Sph, Ap. Вторичные минералы включают Act, Ep, Ab + Zo. Главные вариации в химическом составе определяются содержанием мафических минералов, которое варьирует от 90 % в клинопироксенитах до 45 % в габбро-диоритах, что, по-видимому, связано с разным объемом кумлусной фазы. В габбро-диоритах встречаются редкие зерна кварца.

Лейкократовые и кварцсодержащие сиениты имеют тот же минеральный состав, что и крупнозернистые сиениты, но отличаются более низким содержанием темноцветных минералов (до 10 %). В них главенствующая роль отводится полевым шпатам, преимущественно анти- и мезопелитам, хотя встречаются и отдельные зерна альбита и микроклина. Также обязательным для них является наличие кварца, который в наиболее кислых разновидностях достигает 10 %.

Компоненты в минеральном составе пород интрузии практически постоянны, меняется только их количественное соотношение. При этом четкой границы, отделяющей лейкократовые сиениты от крупнозернистых мезократовых сиенитов, не прослеживается: уменьшение мафических минералов происходит постепенно.

Клинопироксен образует бесцветные округлые зерна, имеющие 2—3 мм в диаметре. В основном наблюдается его замещение актинолитом по краям и трещинкам спайности. Иногда остаются лишь реликты внутри актинолита. Первично-магматическая природа пироксена определяется идиоморфизмом по отношению ко всем порообразующим минералам. Большинство зерен однородно и соответствует диопсидам с $Mg\# 0,71—0,77$ (рис. 5, табл. 1). Встречающиеся реликты клинопироксена внутри актинолита также являются диопсидами, но имеют более низкую магнезиальность (0,63—0,65).

Роговая обманка образует крупные зерна таблитчатой формы, часто имеющие каймы, выполненные игольчатым актинолитом, который в отдельных случаях почти полностью замещает первичный амфибол.

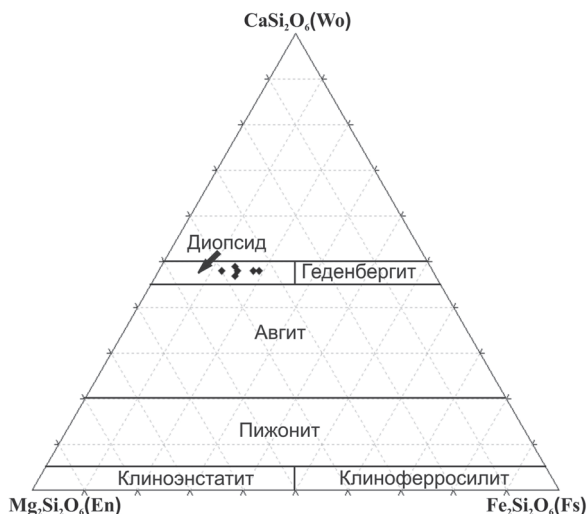


Рис. 5. Положение диопсидов из пород ЗХМ на классификационной диаграмме для Ca—Mg—Fe клинопироксенов [Mogimoto, 1988]

Он содержит включения магнетита и апатита. Химический состав амфиболов так же, как и в породах Эльмусского массива, представляет собой непрерывный ряд от первичного эденита до замещающего его актинолита. Различия заключаются в более высокой щелочности и более низкой магнезиальности амфиболов ЗХМ (см. рис. 4, табл. 1).

Полевой шпат образует крупные зерна (в среднем до 7 мм, а в крупнозернистых сиенитах — 10 см), представленные мезо- и антипертитам, с преобладанием натриевой альбитовой фазы, к которой приурочена тонкая вкрапленность цоизита, указывающая на присутствие кальция в первичном твердом растворе, соответствовавшем по составу анортклазу. Калиевая составляющая представлена микроклином.

Акцессории. Крупные идиоморфные кристаллы апатита приурочены к областям концентрации темноцветных минералов и часто включены в них.

Агрегаты зерен сфена располагаются в трещинах в амфиболе и вокруг магнетита, также встречаются единичные крупные идиоморфные кристаллы.

Магнетит образуют крупные изометричные единичные зерна, скопления зерен на границах мафических минералов, а также он встречается в виде включений в пироксене и амфиболе.

Геохимия. Породы обоих массивов характеризуются высоким содержанием щелочей (табл. 2, 3) и относятся к умеренно-щелочным породам [Богатилов, 2008].

Представительные анализы пород Эльмусского массива

Компонент	Кварцевые монцититы					Монцо-диорит	Горблендиты		Вмещающий метабазальт
	29	187	211	189	207		212	351/1	
SiO ₂	61,60	61,91	62,30	62,51	63,30	56,90	50,20	48,50	49,30
TiO ₂	0,57	0,39	0,58	0,32	0,60	0,62	0,79	0,54	0,88
Al ₂ O ₃	15,70	15,91	15,10	15,86	14,70	14,10	5,90	11,10	14,90
FeO	3,86	3,29	4,47	3,43	3,80	5,21	7,90	9,54	10,90
MnO	0,06	0,06	0,65	0,06	0,06	0,10	0,19	0,16	0,18
MgO	3,16	2,83	3,46	2,65	3,11	4,86	11,60	15,30	5,57
CaO	4,07	3,60	3,39	3,74	3,64	6,93	15,60	6,83	13,10
Na ₂ O	4,74	4,14	4,72	4,52	4,31	4,49	0,81	0,60	2,02
K ₂ O	4,48	5,02	4,60	4,52	4,80	2,13	1,92	2,36	0,64
P ₂ O ₅	0,36	0,39	0,36	0,37	0,37	0,70	1,67	0,06	0,08
п.п.п.	1,05	1,90	0,64	1,60	0,97	2,96	2,44	3,28	2,32
Сумма	99,64	99,44	100,27	99,58	99,65	99,00	99,02	98,27	99,88
Na ₂ O + K ₂ O	9,22	9,16	9,32	9,04	9,11	6,62	2,73	2,96	2,66
Mg#	0,59	0,61	0,58	0,58	0,59	0,62	0,72	0,74	0,48
Rb	н.о.	129	н.о.	122	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sr	н.о.	1194	н.о.	1200	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Y	13,2	19	11,9	16	н.о.	н.о.	48,4	н.о.	17,2
Zr	н.о.	246	н.о.	242	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Nb	6,12	9	8,23	8	н.о.	н.о.	5,77	н.о.	1,82
Pb	н.о.	67	н.о.	51	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Th	18,3	34	24,3	36	н.о.	н.о.	9,89	н.о.	0,43

Ti	H.O.	2439	H.O.	2101	H.O.	H.O.	H.O.
Ba	2730	2961	2240	2259	2030	1120	H.O.
Cr	127	158	144	224	148	338	H.O.
Ni	H.O.	65	H.O.	65	H.O.	H.O.	H.O.
Co	H.O.	11	H.O.	10	H.O.	H.O.	H.O.
V	62	58,1	68	49,2	69	128	H.O.
U	3,45	5,4	2,7	3,9	H.O.	2,65	H.O.
La	117	128,2	98,7	111,2	H.O.	259	H.O.
Ce	227	248,4	206	223,8	H.O.	596	H.O.
Pr	25,7	25,4	22	24,7	H.O.	76,8	H.O.
Nd	87,8	97,9	77,4	93,6	H.O.	294	H.O.
Sm	12,4	12,8	11,5	12,5	H.O.	45,3	H.O.
Eu	3,53	2,7	2,97	3	H.O.	7,83	H.O.
Gd	8,9	10,7	7,82	8,9	H.O.	38,8	H.O.
Tb	1,08	0,8	0,93	0,8	H.O.	3,65	H.O.
Dy	3,38	3,6	3,38	3,1	H.O.	11,5	H.O.
Ho	0,46	0,4	0,43	0,5	H.O.	1,71	H.O.
Er	1,07	0,9	0,97	1,1	H.O.	3,67	H.O.
Tm	0,14	0,1	0,12	0,1	H.O.	0,46	H.O.
Yb	0,92	1	0,88	0,9	H.O.	2,95	H.O.
Lu	0,12	0,1	0,11	0,1	H.O.	0,38	H.O.
Hf	6,2	5,7	5,97	6,2	H.O.	5,47	H.O.
Ta	0,33	0,4	0,39	0,5	H.O.	0,21	H.O.
(La,Yb)N	84	85	74	82	H.O.	58	H.O.
							6

Примечание. Содержание главных элементов в породах приведены в массовых процентах, редких и редкоземельных — в миллиграммах на килограмм (ppm).

Представительные анализы пород Западно-Хижьярвинского массива

Компонент	Клинопироксениты				Крупнозернистые сиениты			Лейко- сиенит	Кварцсодержащие сиениты		
	470/1*	4**	184***	134a**	1**	141***	134***		163***	320*	165***
SiO ₂	47,26	49,51	51,00	54,66	57,91	60,52	61,16	61,94	62,96	63,58	64,38
TiO ₂	1,26	1,26	1,14	1,10	0,92	0,72	0,62	0,60	0,53	0,43	0,38
Al ₂ O ₃	5,52	6,54	7,14	7,17	14,94	15,76	16,64	16,88	16,67	16,75	16,24
FeO	13,00	13,08	9,51	11,09	6,95	4,99	4,25	4,30	3,69	3,81	3,33
MnO	0,30	0,45	0,25	0,28	0,16	0,11	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07
MgO	12,64	11,81	11,10	8,05	3,25	2,28	1,83	1,47	1,47	1,25	1,05
CaO	14,14	13,49	12,40	10,69	5,23	3,68	3,90	2,38	2,53	3,01	2,24
Na ₂ O	0,65	0,90	1,33	1,90	5,27	5,60	6,08	6,77	6,57	6,28	6,79
K ₂ O	1,44	1,33	1,94	1,54	3,50	4,56	3,67	4,05	4,18	3,81	4,16
P ₂ O ₅	1,14	1,13	1,16	1,11	0,52	0,44	0,33	0,25	0,26	0,18	0,22
п.п.п.	1,54	н.о.	1,51	1,47	н.о.	0,64	0,56	0,81	0,55	0,47	0,43
Сумма	98,89	99,50	98,48	99,06	98,65	99,30	99,11	99,52	99,48	99,63	99,29
Na ₂ O + K ₂ O	2,09	2,23	3,27	3,44	8,77	10,16	9,75	10,82	10,75	10,09	10,95
Mg#	0,64	0,64	0,68	0,56	0,46	0,45	0,43	0,38	0,42	0,37	0,36
Rb	н.о.	83	48	34	70	82	82	112	103	104	116
Sr	н.о.	1190	924	1279	2420	2202	2467	1587	1202	1408	1279
Y	н.о.	42	33	38	31	25	27	28	24	22	19
Zr	н.о.	190	117	47	206	73	32	420	268	366	380
Nb	н.о.	9	11,4	10	16	13	9	17	15	18	11
Pb	н.о.	н.о.	22	16	н.о.	18	24	26	22	102	16
Th	5,1	6	7	17	7	<5	6	10	11	14	15

Ti	н.о.	н.о.	6747	6440	н.о.	4202	3229	4133	2881	н.о.	2383
Ba	н.о.	830	918	734	1930	2200	2463	1673	1378	1520	1518
Cr	366	н.о.	434	261	49	41	36	37	34	11	36
Ni	н.о.	н.о.	204	121	45	32	33	29	23	18	24
Co	44,8	60	58	47	19	16	12	12	<10	6,1	<10
V	н.о.	270	171	167	170	68	81	55	60	88	37
La	122	н.о.	94,9	124	96	н.о.	68	60	н.о.	54	50
Ce	285	н.о.	194	251	212	н.о.	158,9	152,4	н.о.	110	101,4
Pr	н.о.	н.о.	23,5	27,7	н.о.	н.о.	19,7	16	н.о.	н.о.	11,2
Nd	148	н.о.	89,5	113,9	81	н.о.	78,6	63,3	н.о.	49	40,2
Sm	23,2	н.о.	15,7	17,4	14,9	н.о.	12,9	10,6	н.о.	8,4	5,8
Eu	4,2	н.о.	3,14	3,8	6,71	н.о.	3,3	2,6	н.о.	1,98	1,6
Gd	н.о.	н.о.	11,9	14,4	н.о.	н.о.	8,8	7,1	н.о.	н.о.	5,3
Tb	1,86	н.о.	1,4	1,3	1,62	н.о.	0,9	0,8	н.о.	0,81	0,5
Dy	н.о.	н.о.	6,18	6,8	н.о.	н.о.	5,1	4,2	н.о.	н.о.	2,7
Ho	н.о.	н.о.	1,07	1	н.о.	н.о.	0,7	0,7	н.о.	н.о.	0,4
Er	н.о.	н.о.	2,7	2,5	н.о.	н.о.	2	1,6	н.о.	н.о.	1
Tm	н.о.	н.о.	0,37	0,3	н.о.	н.о.	0,2	0,2	н.о.	н.о.	0,1
Yb	3,2	н.о.	2,26	2,3	1,4	н.о.	1,3	1,9	н.о.	0,94	1
Lu	0,5	н.о.	0,36	0,4	н.о.	н.о.	0,2	0,2	н.о.	0,11	0,2
Ta	0,4	н.о.	н.о.	н.о.	0,7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,11	н.о.
Hf	5,7	н.о.	4,88	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	9,5	н.о.
(La/Yb)N	н.о.	н.о.	н.о.	36	45	н.о.	35	21	н.о.	38	33

* Анализы предоставлены Иваниковым.

** Из статьи [Иваников, 1997a].

*** Анализы предоставлены Арестовой.

Геохимический состав эльмусских кварцевых монцонитов достаточно однороден. Вариации SiO_2 находятся в пределах 61,6—63,3 %. На всех парных диаграммах фигуративные точки образуют тесные группировки (рис. 6). Однако присутствие горнблендитов ($\text{SiO}_{2\text{cp}} = 50 \%$) и

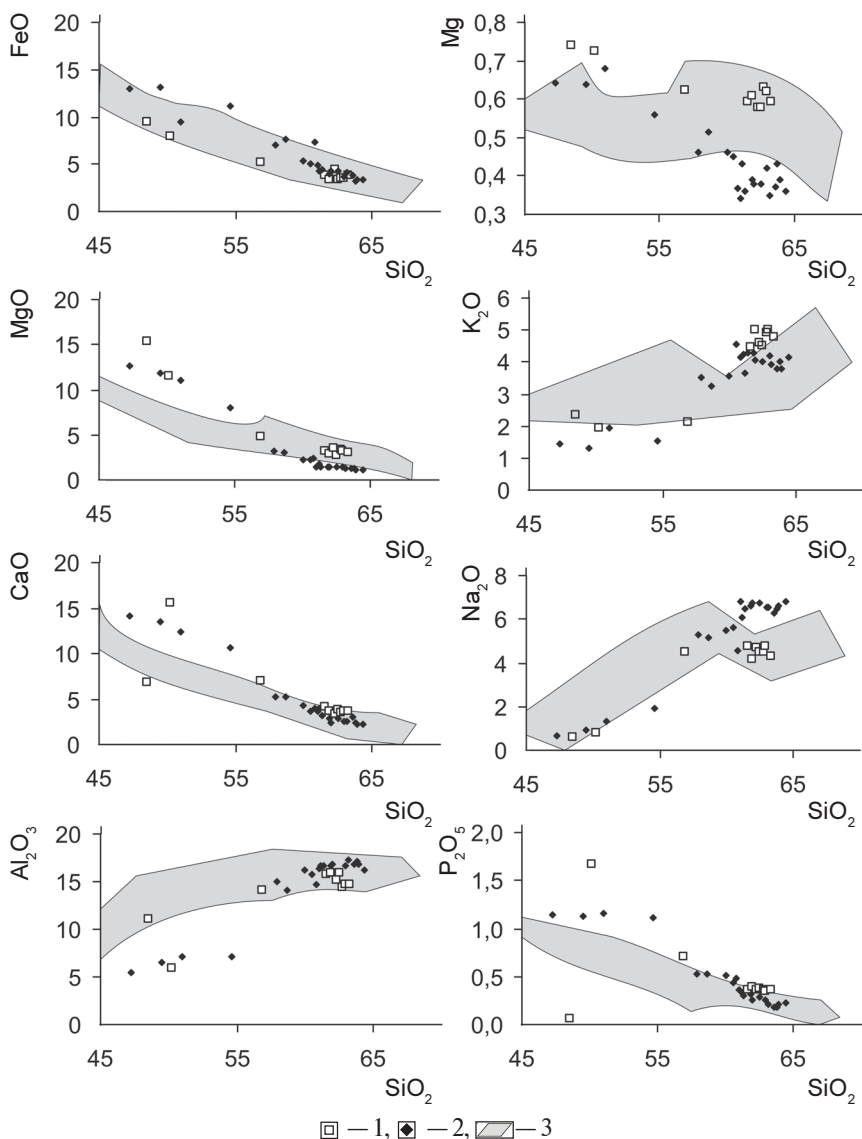


Рис. 6. Породы ЭМ, ЗХМ и Панозерского массива на диаграммах SiO_2 —элемент:
1 — ЭМ; 2 — ЗХМ; 3 — ПМ [Лобач-Жученко, 2007]

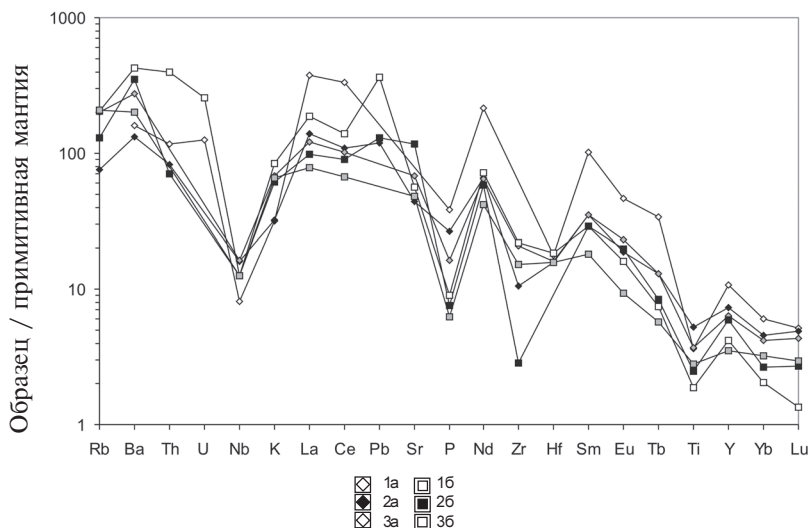


Рис. 7. Нормализованное к примитивной мантии по [Sun, 1989] распределение редких элементов для пород ЭМ (1), 3XM (2), ПМ (3): а — основные породы; б — средние породы

монцодиоритов ($\text{SiO}_2 = 56,9 \%$), хотя они и составляют незначительную часть интрузии, дают возможность предположить о ее более сложном строении. На родство горнблендитов с кварцевыми монцонитами указывают в первую очередь высокая магнезиальность и наличие редких и РЗ-элементов (см. табл. 2, рис. 7). Для пород ЭМ характерно высокое содержание щелочей и несовместимых элементов при высокой магнезиальности ($> 0,6$) (см. табл. 2).

Как и другие санукитоиды [Lobach-Zhuchenko, 2005], все породы Эльмусского массива содержат большое количество Sr, Ba, LREE. Для них характерны низкие отношения Rb/Sr (в основном $< 0,10$), резко фракционированное распределение лантаноидов ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 58-84$), отрицательные аномалии Ti, Nb, Ta (см. рис. 7), отсутствие Eu-аномалии и тренды уменьшения РЗЭ с увеличением SiO_2 .

Содержание SiO_2 в породах 3XM варьирует от 49,0 до 64,5 %. При этом мафическая группа (49—55 % SiO_2) составляет лишь незначительную часть всего объема пород массива и отражает состав меланократовых шлиров нижней части интрузии. Большая часть пород представлена сиенитами и кварцевыми сиенитами с вариациями содержания SiO_2 от 58,0 до 64,5 % (см. табл. 3).

Вариации составов меланократовых шлиров определяются соотношением кумулюсных фаз и интеркумулюсного расплава, что согласуется с их петрографическим составом.

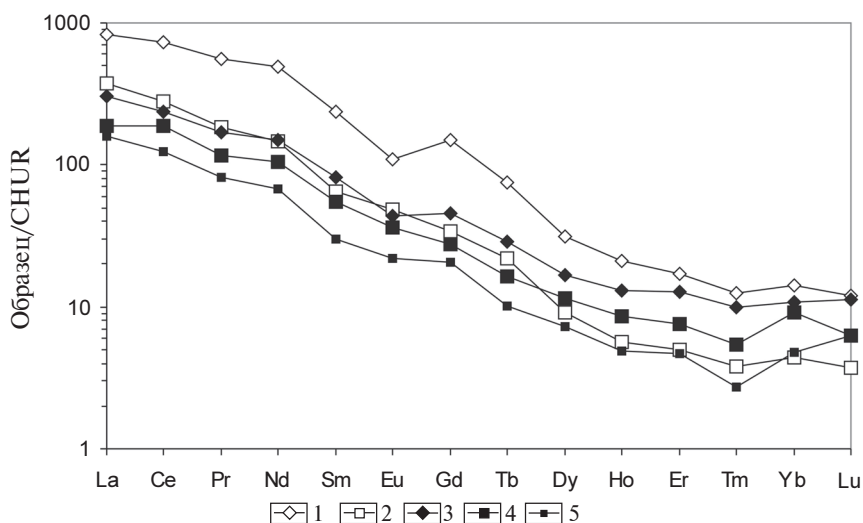


Рис. 8. Нормализованное к CHUR по [Sun, 1989] распределение РЗЭ для пород ЭМ и ЗХМ:

1 — образец 212 (50,20 % SiO_2); 2 — образец 29 (61,60 % SiO_2); 3 — образец 184 (55,66 % SiO_2); 4 — образец 159 (61,94 % SiO_2); 5 — образец 165 (64,38 % SiO_2)

На диаграммах (см. рис. 6) можно проследить отрицательные линейные тренды для FeO , MgO , CaO , TiO_2 и P_2O_5 , что отражает эволюцию расплава в результате фракционирования мафических минералов, плагиоклаза и апатита. Согласно минеральному составу пород, первыми фракционирующими фазами были диопсид, основной плагиоклаз, апатит и роговая обманка.

По содержанию и характеру распределения несовместимых элементов породы Хижьярвинского массива сходны с санукитоидами, для них также характерны высокое содержание Sr и Ba , $\text{Rb/Sr} < 0,1$, отрицательные аномалии Ti , Nb , Ta , отсутствие Eu -аномалии и уменьшение содержания РЗЭ с увеличением SiO_2 (см. рис. 7, 8).

Существует, однако, важное отличие сиенитов от санукитоидов. Оно выражено в резком снижении магнезиальности с увеличением SiO_2 (от 0,70 до 0,35) (см. рис. 6) и, как следствие, в уменьшении содержания Cr и Ni , а также в более низком отношении $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ (в среднем 0,6).

Изотопная характеристика. Sm-Nd изотопные данные для пород ЭМ и ЗХМ представлены в табл. 4. Для ЭМ изотопный состав Nd измерен в четырех образцах наименее измененных кварцевых монцититов, для ЗХМ — в пяти образцах, охватывающих все разновидности пород.

Полученные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ (1,3—2,1 для пород ЭМ и 0,8—1,5 для пород ЗХМ) варьируют в пределах погрешности измерения, что

Sm—Nd изотопные данные для пород ЭМ и ЗХМ

Изотопная характери- стика	ЭМ*				ЗХМ**				
	Кварцевые монцититы				Пиро- ксенит	Сиено- диорит	Сиенит		Qtz- сиенит
	187	188	189	190			134	159	
Sm	13,23	13	12,9	13,1	92,57	18,21	13,3	10,42	7,04
Nd	94,71	90,1	91,14	90	15,72	113,27	80,06	63,59	43,62
Sm/Nd	0,14	0,14	0,14	0,15	5,89	0,16	0,17	0,16	0,16
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,0844	0,0872	0,0855	0,0877	0,1027	0,0963	0,0995	0,0982	0,0967
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,510705	0,510742	0,510735	0,510732	0,511036	0,510915	0,510984	0,510923	0,510921
±2σ	8	9	8	10	6	9	12	9	8
εNd(0)	-37,7	-37,0	-37,1	-37,2	-31,3	-33,6	-32,3	-33,5	-33,5
εNd(T)	1,9	1,6	2,1	1,3	1,4	1,3	1,5	0,8	1,3
T _{DM1} ***	2752	2769	2740	2793	2754	2762	2747	2798	2763

* Данные представлены А. В. Коваленко.

** Из статьи [Kovalenko, 2005].

*** При расчете использована модель DePaolo (1981).

свидетельствует об однородном изотопном составе ювенильного источника пород обоих массивов.

Высокие концентрации REE в породах массивов ($Nd > 40$ ppm) делают их Sm—Nd систему малочувствительной к ассимиляции наиболее вероятным коровым материалом — тоналитами или метатолитами, содержащими незначительное количество REE ($Nd < 20$ ppm). Следовательно, полученные данные являются непосредственной характеристикой источника. Все значения $\epsilon Nd(T)$ для пород ЭМ и ЗХМ находятся около или чуть ниже линии эволюции деплетированной мантии (рис. 9), что свидетельствует об их мантийном происхождении. В то же время они обогащены легкими РЗЭ и имеют низкие $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношения (0,09—0,10).

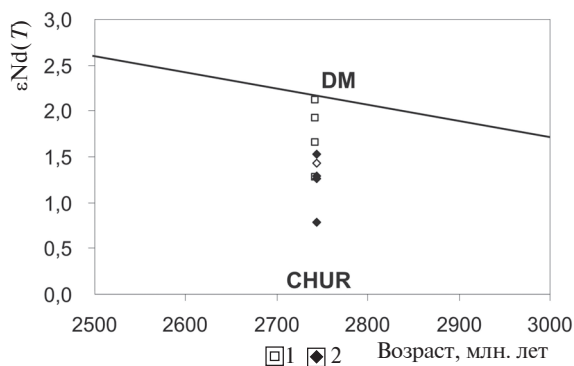


Рис. 9. Диаграмма $\epsilon Nd(T)$ — возраст DM по [DePaolo, 1981], CHUR по [Фор, 1989]:
1 — породы ЭМ; 2 — породы ЗХМ

Рассчитанные для обоих массивов модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ (см. табл. 4) всего на 10—60 млн. лет древнее возрастов, полученных для этих массивов по цирконам. Следовательно, обогащение их мантийного источника произошло незадолго до его частичного плавления.

Обсуждение

В настоящее время наиболее изученной интрузией санукитоидов в Карельской провинции является Панозерский массив. Он имеет сложное многофазное строение и был сформирован в течение трех магматических импульсов, разделенных дайками лампрофиров. Первый импульс представлен основными породами (расслоенный комплекс: пироксениты—горнблендиты—монцогаббро) и монцонитами-1, второй импульс — монцонитами-2, третий — монцонитами-3 и кварцевыми монцонитами [Лобач-Жученко, 2007].

Кварцевые монцониты Эльмусского массива по петрографическому составу сходны с наиболее кислыми кварцсодержащими разновидностями монцонитов-3 Панозерского массива. Они также являются преимущественно полевошпатовыми породами с порфировой структурой, содержащими из темноцветных минералов биотит и актинолит с реликтами эденита. Из отличий следует отметить анти- и мезопертитовое строение Fsp (что указывает на кристаллизацию ЭМ в условиях медленного понижения температуры) и более высокую магнезиальность темноцветных минералов из пород этого массива. По геохимическим характеристикам они имеют ряд отличий: кварцевые монцониты ЭМ выделяются более высокими значениями $Mg\#$ и более высоким содержанием K , Ba и $LREE$ (см. рис. 6—8).

Породы Западно-Хижьярвинского массива по характеру обогащения очень сходны с породами санукитоидных интрузий, но принципиально отличаются крутым трендом магнезиальности (см. рис. 6) и более низким отношением K/Na .

Горнблендиты ЭМ отличаются от мафитов ПМ в первую очередь отсутствием SPx , возможно не сохранившегося из-за низкотемпературных изменений. Магматический амфибол в мафитах ПМ представлен эденитом и паргаситом, тогда как в горнблендитах ЭМ встречаются только реликты эденита.

По химическому составу горнблендиты ЭМ ближе к основным разновидностям ЗХМ, чем к мафитам ПМ, за исключением более низкого содержания TiO_2 и FeO и более высокого содержания $LREE$ (см. рис. 6—8).

Для пород ЭМ и особенно ЗХМ в целом наблюдаются более крутые тренды распределения главных и редких элементов от основных к кислым разновидностям по сравнению с породами ПМ, что может быть объяснено различными механизмами формирования плутонов. Формирование ПМ связано с фракционной кристаллизацией в промежуточной, неоднократно пополняющейся камере [Гусева, 2006]. Последним фактом, возможно, обуславливаются и более пологие тренды распределения элементов и магнезиальности (см. рис. 6). В ЗХМ фракционная кристаллизация, очевидно, происходила *in situ* при однократном внедрении расплава в область кристаллизации. Об этом свидетельствуют кумулусные прослои в основании интрузии и ее вертикальная зональность [Иваников, 1997].

В работах [Lobach-Zhuchenko, 2005, 2008] породы санукитоидной серии сравниваются с породами шошонитовой ассоциации. Шошониты также характеризуются повышенной щелочностью, магнезиальностью и высоким содержанием LIL-элементов, в частности Ba , Sr , R [Morrison, 1980]. Однако породы санукитоидной серии отличает от них более низкое содержание K_2O и то, что для шошонитов характерно

снижение магнезиальности с увеличением содержания SiO_2 в породе (рис. 10). Последняя особенность шошонитов свидетельствует об их сходстве с породами ЗХМ.

Редкоэлементный состав пород шошонитовых серий зависит от геодинамических обстановок их формирования. Для постколлизийных вулканитов шошонитовой ассоциации Тибетского плато возраста около 13 млн. лет [Turner, 1996] и свекофеннских интрузивных шошонитов Балтийского щита возраста 1,8 млрд. лет [Eclud, 1998] характерно более высокое содержание LREE, LILE и HFSE по сравнению с островодужными шошонитами Камчатско-Курильской системы [Tsvetkov, 1993]. На спайдер-диаграмме (рис. 11) линии составов пород ЭМ и ЗХМ располагаются между этими двумя типами. По степени обогащения легкими редкоземельными элементами породы ЭМ приближаются к шошонитам постколлизийного типа.

С. Тернер с соавторами [Turner, 1996] пришел к выводу, что источником шошонитовых лав Тибетского плато является метасоматизированный гранатовый перидотит, содержащий около 6 % флогопита и расположенный внутри литосферной мантии. Это согласуется с представлениями об образовании санукитоидов из метасоматизированной мантии [Stern, 1991; Лобач-Жученко, 2007].

Преобладание в составах пород ЭМ и ЗХМ водосодержащих минералов наряду с обогащением LILE и LREE и положительными

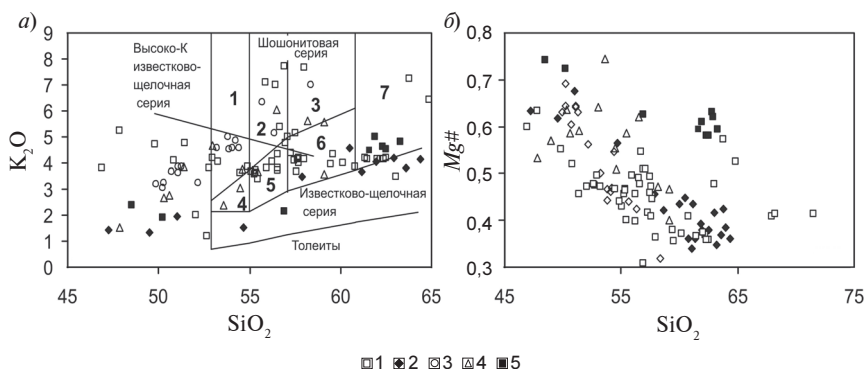


Рис. 10. Отличия шошонитов от умеренно-щелочных интрузий Карелии:

a — диаграммы K_2O — SiO_2 (вес. %); *b* — $\text{Mg\#}$ — SiO_2 по [Peccherillo, 1976]: 1 — абсарокиты; 2 — шошониты; 3 — банакиты; 4 — высококальциевые базальты; 5 — высококальциевые базальтоандезиты; 6 — высококальциевые андезиты; 7 — высококальциевые дациты (поля ультракальциевой, шошонитовой и известково-щелочной серий пород даны по [Turner, 1996]) (1 — породы ЭМ; 2 — породы ЗХМ; 3 — средний состав пород шошонитовых ассоциаций по Morrison (1980); 4 — шошонитовая серия Курил и Курило-Камчатской островной дуги по [Tsvetkov, 1993]; 5 — шошонитовые лавы Тибетского плато по [Turner, 1996])

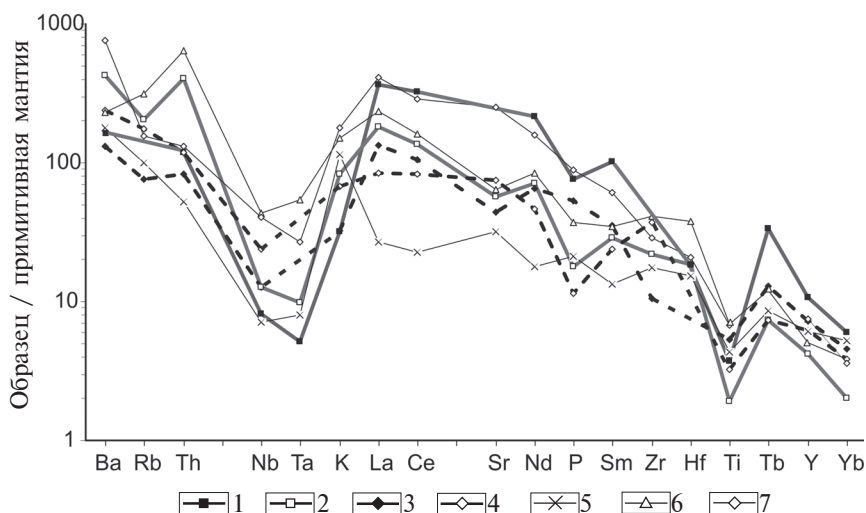


Рис. 11. Нормализованное к примитивной мантии по [Sun, 1989] распределение редких элементов для пород ЭМ, ЗХМ и шошонитовых ассоциаций из различных геодинамических обстановок: 1 — амфиболиты ЭМ; 2 — кварцевые монцониты ЭМ; 3 — пироксениты ЗХМ; 4 — сиениты ЗХМ; 5 — шошонитовая серия Курило-Камчатской островной дуги по [Tsvetkov, 1993]; 6 — постколлизийные шошониты Тибетского плато по [Turner, 1996]; 7 — свекофенские постколлизийные интрузивные шошониты Северо-Западного Приладожья по [Eclud, 1998]

значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ (+0,8...+2,2) указывает на их формирование из обогащенного мантийного источника при участии водного флюида. Следует отметить, что для пород ЭМ характерно присутствие карбоната, изотопный состав углерода из которого соответствует мантийным значениям [Лохов, 2008]. Это указывает на участие мантийного CO_2 -содержащего флюида в их формировании.

Отсутствие или подчиненный характер биотита, сульфидов, карбонатов и меньшая степень переработки на поздне- и постмагматической стадии в породах ЗХМ свидетельствуют о меньшей роли водного флюида в ходе его кристаллизации в отличие от пород санукитоидных интрузий. Отсутствие карбонатов может указывать на отсутствие CO_2 в составе флюида.

Коваленко [Kovalenko, 2005] на основе комплексного анализа Sm—Nd изотопных данных для пород различных санукитоидных интрузий Карелии была предложена двухстадийная модель их формирования. Согласно ей, на 1-м этапе происходит обогащение источника (субконтинентальной литосферной мантии) в результате дегидратации коры во время корово-мантийного взаимодействия, возможно,

субдукции, а на 2-м этапе — его последующее плавление под воздействием некоего тектоно-термального события.

Модельные возрасты пород ЭМ и ЗХМ ($T_{Nd}(DM) = 2,75—2,80$ млрд. лет) указывают на существование незначительного временного интервала (до 60 млн. лет) между обогащением источника и его последующим плавлением, что согласуется с предложенной Коваленко моделью.

Выводы

1. По составу породы Эльмусского массива (высокое содержание Sr, Ba, LREE, $Mg\# > 0,5$ и повышенное содержание Cr (до 400 ppm) и Ni (до 250 ppm)) соответствуют санукитоидам. Кварцевые монцониты массива сходны с монцонитами-3 Панозерской интрузии, но отличаются более высоким содержанием K, Ba и LREE и $Mg\#$.

2. Западно-Хижьярвинский массив по характеру обогащения очень сходен с санукитоидными интрузиями, но имеет ряд отличий: более фракционированное распределение большинства элементов, особенно щелочей, и магнезиальности от основных пород к кислым, более низкое отношение K_2O/Na_2O .

3. Преобладание в составах пород обоих массивов водосодержащих минералов наряду с обогащением LILE, LREE и положительными значениями $\epsilon Nd(T)$ (+0,8...+2,2) указывает на их формирование из обогащенного метасоматизированного мантийного источника при участии водного флюида. При формировании пород Эльмусского массива помимо водного принимал участие CO_2 -содержащий флюид.

4. Формирование позднеархейских умеренно-щелочных интрузий в Центральной Карелии происходило по общей схеме:

на этапе 2,75—2,80 млрд. лет произошел метасоматоз мантии под воздействием связанных с дегидратацией пород коры водных флюидов, насыщенных рядом несовместимых элементов, в отдельных случаях при участии мантийного CO_2 -содержащего флюида;

на этапе 2,74 млрд. лет произошло частичное плавление метасоматизированной мантии в результате тектонотермального события.

5. Особенности состава каждой интрузии связаны с различными локальными условиями: гетерогенностью метасоматоза мантии, наиболее проявленного под Эльмусским массивом, степенью плавления, особенностями кристаллизации.

Автор выражает благодарность С. Б. Лобач-Жученко за ценные советы и научные консультации, а также Н. А. Арестовой, А. В. Коваленко, В. П. Чекулаеву и В. В. Иваникову за предоставленные материалы.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Бибикова Е. В. Изотопная геохронология посттектонической ассоциации санукитоидов, сиенитов и гранитоидов в архее центральной Карелии / Е. В. Бибикова [и др.] // Петрология. — 2006. — № 1.

Богатиков О. А. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / О. А. Богатиков, О. В. Петров, Л. Н. Шарпенко. — 2-е изд. — СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.

Гусева Н. С. Геология и петрология Панозерского санукитоидного плутона (Центральная Карелия) : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / Н. С. Гусева. — СПб., 2006.

Иваников В. В. Архейские сиениты и монцониты Карелии / В. В. Иваников // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология—география. — 1997. — Вып. 1, № 7. — С. 11—21.

Иваников В. В. Архейские сиениты и монцониты Карелии / В. В. Иваников // Вестник СПбГУ. Сер. 7. — 1997а. — Вып. 4. — С. 3—15.

Кулешевич Л. А. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади / Л. А. Кулешевич, О. Б. Лавров // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. — Петрозаводск, 2007. — С. 140—158.

Лобач-Жученко С. Б. Геология и петрология архейского высококалийного и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии / С. Б. Лобач-Жученко [и др.] // Петрология. — 2007. — № 5. — С. 493—523.

Лохов К. И. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из архейских санукитоидных интрузий Карелии: к проблеме мантийного флюида / К. И. Лохов [и др.] // Региональная геология. — 2008. — № 36.

Самсонов А. В. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления / А. В. Самсонов [и др.] // Петрология. — 2004. — Т. 12, № 5. — С. 495—529.

Фор Г. Основы изотопной геологии / Г. Фор. — М. : Мир, 1989.

Чекулаев В. П. Архейские санукитоиды Балтийского щита / В. П. Чекулаев // ДАН. — 1999. — Т. 368. — С. 65—74.

Чекулаев В. П. Состав, возраст и Sm—Nd систематика архейских высоко-Mg гранитоидов (санукитоидов) Панозерского массива, Карелия / В. П. Чекулаев [и др.] // Геохимия. — 2003. — № 8. — С. 817—828.

Bibikova E. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U—Th—Pb isotopic study of zircons / E. Bibikova, A. Petrova, S. Claesson // Lithos. — 2005. — Vol. 79. — P. 129—145.

Condie K. C. Mantle Plumes and their Record in Earth History / K. C. Condie. — Cambridge : Cambridge University Press, 2001.

DePaolo D. J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic / D. J. DePaolo // Nature. — 1981. — Vol. 291. — P. 193—196.

Eclud O. 1.8 Ga svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield / O. Eclud [et al.] // Lithos. — 1998. — Vol. 45. — P. 87—108.

Isley A. E. Plume-related mafic volcanic and the deposition of banded iron formation / A. E. Isley, D. H. Abbott // J. of Geophysical Research. — 1999. — Vol. 104. — P. 461—477.

Kovalenko A. V. Sm—Nd and Rb—Sr isotopic data on the sanukitoid intrusions of Karelia, Baltic shield: implications for their genesis and lithospheric evolution / A. V. Kovalenko, J. D. Clemens, V. M. Savatenkov // *Lithos.* — 2005. — Vol. 79. — P. 147—160.

Leake B. E. Nomenclature of amphiboles: report of the Subkomittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Names / B. E. Leake // *Can. Mineral.* — 1997. — Vol. 35, N 1. — P. 219—246.

Lefebvre N. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks / N. Lefebvre, M. Kopylova, K. Kivi // *Precamb. Res.* — 2005. — Vol. 138. — P. 57—87.

Lobach-Zhuchenko S. B. Late Archean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres indicators of gold mineralisation in Karelia (Baltic Shield), Russia / S. B. Lobach-Zhuchenko [et al.] // *Ore-Bearing granites of Russia and adjacent countries* / ed. by A. A. Kremenetsky, B. Lehman, R. Seltman; IMGRE. — Moscow, 2000. — P. 193—211.

Lobach-Zhuchenko S. B. Petrology of a late archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into late archaean mantle metasomatism / S. B. Lobach-Zhuchenko [et al.] // *J. Petrol.* — 2008. — Vol. 49, N 3. — P. 393—420.

Lobach-Zhuchenko S. B. The Archean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin / S. B. Lobach-Zhuchenko [et al.] // *Lithos.* — 2005. — Vol. 79. — P. 107—128.

Morimoto N. Nomenclature of Pyroxenes / N. Morimoto // *Mineral. Petrol.* — 1988. — Vol. 39. — P. 55—76.

Morrison G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association / G. W. Morrison // *Lithos.* — 1980. — Vol. 13. — P. 97—108.

Peccerillo A. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonou area, northern Turkey / A. Peccerillo, S. R. Taylor // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* — 1976. — Vol. 58. — P. 63—81.

Shirey S. B. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites / S. B. Shirey, G. N. Hanson // *Nature.* — 1984. — Vol. 310. — P. 222—224.

Stern R. A. Archean high-Mg granodiorite; a derivation of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantel origin / R. A. Stern, G. N. Hanson // *J. Petrol.* — 1991. — Vol. 32. — N 1. — P. 201—238.

Sun S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S. Sun, W. F. McDonough // *Magmatism in the ocean basins* / *Geol. Soc. Spec. Publ.* — London, 1989. — Vol. 42. — P. 313—345.

Tatsumi Y. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, I. Petrographical and chemical characteristics / Y. Tatsumi, K. Ishizaka // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 1982. — Vol. 60 (2). — P. 293—304.

Tsvetkov A. A. Shoshonites of the Kurile—Kamchatka island arc / A. A. Tsvetkov, O. N. Volynets, J. S. Bailey // *Petrology.* — 1993. — Vol. 1, N 2. — P. 103—127.

Turner S. Post-collision shoshonitic volcanism of the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts / S. Turner [et al.] // *J. Petrol.* — 1996. — Vol. 37. — P. 45—71.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА АВТОМЕТАСОМАТОЗА В ПОРОДАХ ПАНОЗЕРСКОГО САНУКИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Н. С. Гусева, Ю. С. Егорова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Высокомагнезиальные монцитониты, обогащенные LIL- и LRE-элементами, — санукитоиды — известны практически на всех древних кратонах. Названные по аналогии с современными высокомагнезиальными андезитами японской провинции Сануки, санукитоиды привлекают внимание петрографов своей двойственной геохимической природой. Так, главными особенностями состава санукитоидов являются высокая магнезиальность, высокая щелочность и существенная обогащенность несовместимыми редкими элементами. Эти характеристики стали основанием их интерпретации как результата частичного плавления метасоматизированной мантии [Shirey, 1984]. Причем предполагается двухстадийный мантийный метасоматоз, включающий в себя проработку мантийного субстрата сначала водным флюидом, содержащим коровый компонент, а затем карбонатным флюидом [Лобач-Жученко, 2007]. Изотопный состав углерода в санукитоидах часто несет мантийные метки [Лобач-Жученко, 2004], что наряду с другими факторами интерпретируется как свидетельство плюмовой природы 2-го, карбонатного, этапа мантийного метасоматоза [Лобач-Жученко, 2007, 2008].

Вначале изучение редкоэлементного состава и изотопных характеристик породообразующих и некоторых акцессорных минералов пород Панозерской интрузии было предпринято для получения характеристик родоначального расплава карельских санукитоидов. Результаты исследований приведены в работах [Лобач-Жученко, 2007; Lobach-Zhuchenko, 2008]. В ходе дальнейших исследований выявлены, однако, посткристаллизационные изменения пород интрузии. Поэтому возникла необходимость в переосмыслении накопленных данных и в проведении дополнительного изучения посткристаллизационной истории Панозерской интрузии.

Геологическое строение Панозерской интрузии

Панозерская интрузия расположена в Центральном-Карельском домене Карельской провинции [Лобач-Жученко, 2000] в пределах Восточной субмеридиональной зоны развития санукитоидных

интрузий, в 1 км к западу от Сегозера. Интрузия прорывает супракрустальные породы, относящиеся к парандовской серии Западно-Сегозерского зеленокаменного пояса и метаморфизованные в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [Глебова-Кульбах, 1963].

Впервые изучение Панозерской интрузии было проведено Г. О. Глебовой-Кульбах, которая интерпретировала ее как однофазную интрузию монцонитов, вдоль восточного контакта которой залегает интрузия габбро-пироксенитов. Отметив, что габбро и пироксениты обогащены биотитом, она пришла к следующему выводу: породы мафической интрузии подверглись калиевому метасоматозу в результате внедрения Панозерской интрузии монцонитов.

В 1990-х годах к исследованию позднеархейских умеренно-щелочных интрузий Карелии приступил В. В. Иваников. В числе изученных им интрузий была и Панозерская. На основании геологических и геохимических наблюдений Иваников пришел к выводу, что Панозерская интрузия представляет собой многофазную интрузию центрального типа, в которой пироксениты и монцогаббро являются одной из фаз [Иваников, 1997, 1997а]. Впоследствии Панозерскую интрузию изучала С. Б. Лобач-Жученко и др. При детальном карти-

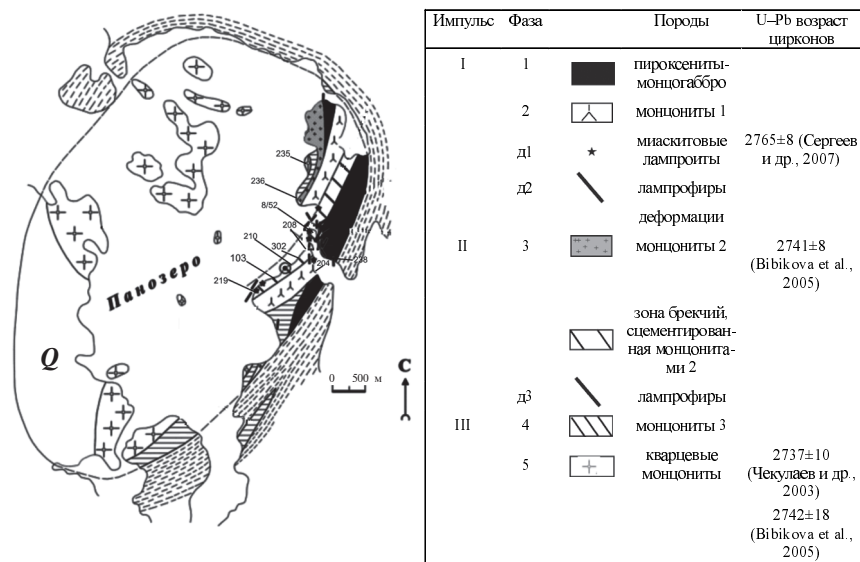


Рис. 1. Схема геологического строения Панозерской интрузии [Lobach-Zhuchenko, 2005] (цифры — места взятия и номера проб, в которых проводилось геохимическое изучение минералов)

ровании Панозерского комплекса (ПК) была выявлена многостадийная и прерывающаяся во времени трехимпульсная последовательность формирования пород Панозерской интрузии. В перерывах между импульсами происходило внедрение даек: импульс I — пироксениты—монцогаббро и монцониты 1; внедрение тел миаскитовых лампроитов и даек известково-щелочных лампрофиров 1; этап хрупких деформаций, свидетельствующий о полной кристаллизации всех внедрившихся в период 1-го импульса расплавов; импульс II — монцониты 2; внедрение даек известково-щелочных лампрофиров 2; импульс III — монцониты 3 и кварцевые монцониты. Строение интрузии и последовательность ее формирования представлена на рис. 1.

Классификация и минеральный состав пород интрузии

Согласно классификации TAS для магматических пород [Middlemost, 1994], породы Панозерской интрузии формируют непрерывный ряд пород умеренно-щелочной серии от перидотитовых габбро или фойдгаббро, постепенно сменяющихся монцогаббро (фаза 1), монцодиоритами, монцонитами (фазы 2—4), до кварцевых монцонитов (фаза 5) (рис. 2).

Наблюдаются постепенные изменения составов слагающей породы минеральной ассоциации от фазы к фазе, кроме того, в пределах одной фазы (одного типа пород) зафиксированы вариации по степени сохранности первично-магматических минералов, особенно это относится к клинопироксенам, которые достаточно легко разрушаются и замещаются радиально-лучистым актинолитом. Нередко в пределах одного обнажения и одного типа пород наблюдаются участки с хорошо сохранившимся пироксеном и участки, в которых пироксен полностью замещен. Последние обычно расположены вблизи трещин, даек или зон расщеливания. В таких затронутых вторичными преобразованиями породах присутствует в большом количестве биотит, и на классификационной диаграмме они смещены в сторону фойдгаббро, что свидетельствует о неизохимическом характере наложенных преобразований.

Перидотитовые габбро сложены преимущественно диопсидом с небольшим количеством роговой обманки, биотита и основного плагиоклаза. В фойдгаббро биотит преобладает над пироксеном, вплоть до полностью биотитовых или биотит-амфиболовых пород. По мере перехода от перидотитовых габбро к монцогаббро в породе возрастает количество плагиоклаза. На границе монцогаббро—монцонит появляется калиевый полевой шпат, количество которого постепенно возрастает до 15 %. Количество диопсида снижается, но он остается преобладающей темноцветной фазой в монцонитах 1.

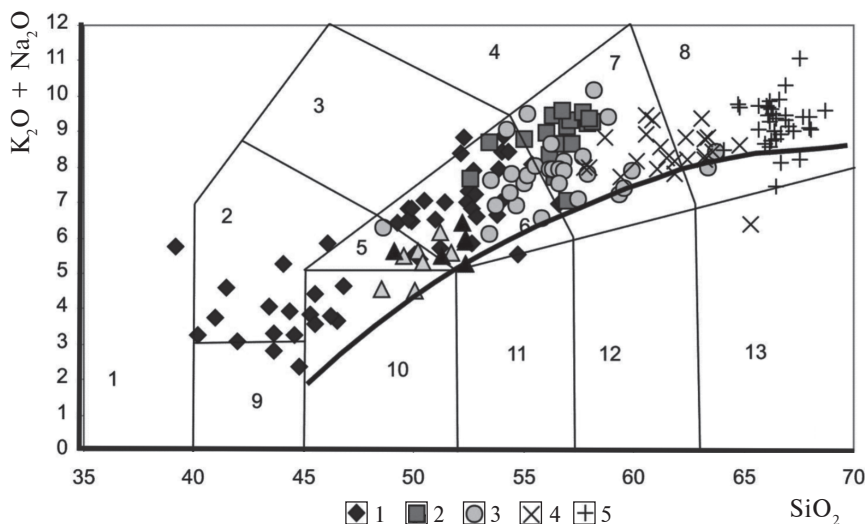


Рис. 2. Точки состава пород Панозерского комплекса на диаграмме сумма щелочей — SiO_2 (TAS) [Middlemost, 1994] (жирная линия разделяет поля субщелочных и щелочных пород по [Miyashiro, 1978])

Поля: 1 — фойдолит; 2 — фойдогаббро; 3 — фойдомонцодиорит; 5 — монцогаббро; 6 — монцодиорит; 7 — монцонит; 8 — кварцевый монцонит; 9 — перидотитовое габбро; 10 — габбро; 11 — габбро-диорит; 12 — диорит; 13 — гранодиорит; 1 — пироксениты и монцогаббро; 2 — монцониты I импульса; 3 — монцониты II импульса; 4 — монцониты III импульса; 5 — кварцевые монцониты

По химическому составу монцониты 2 (см. рис. 1) схожи с монцонитами 1, differing от них лишь небольшим снижением концентраций калия [Lobach-Zhuchenko, 2005], что отражает изменение соотношений плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Минеральная ассоциация монцонитов 2 отличается от ассоциации, составляющей монцониты 1, практически полным исчезновением диопсида (встречаются единичные зерна) и возрастанием количества амфибола (роговая обманка и актинолит). Актинолит формирует радиально-лучистые агрегаты, причем иногда они сохраняют пироксеновый габитус. На основании этого наблюдения было сделано заключение о том, что вначале и монцониты 1, и монцониты 2 содержали приблизительно одинаковое количество пироксена, но расплав, из которого кристаллизировались монцониты 2, содержал больше воды, из-за чего на завершающей стадии кристаллизации монцонитов 2 произошло их преобразование — формирование актинолитовых агрегатов по пироксену.

Монцониты 3 и кварцевые монцониты более кислые, чем монцониты 1 и 2, в их составе нет диопсида, темноцветная ассоциация

представлена биотитом, амфиболом, роговой обманкой и актинолитом (уралитовых агрегатов не наблюдалось). Плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом или находится с ним в равных соотношениях, и появляется кварц, количество которого достигает 15—20 %.

Во всех породах интрузии присутствует апатит, циркон, сфен, карбонат, эпидот. Рудные фазы в перидотитовых габбро и монцогаббро представлены сульфидами (пирит, халькопирит, пирротин, пентландит) с тонкими магнетитовыми каймами вокруг зерен и вдоль трещин. В монцонитах 1 преобладающей рудной фазой является магнетит, изредка встречаются мелкие сульфидные зерна.

Монцониты 2 как формируют самостоятельные тела, так и цементируют блоки пород 1 импульса, образуя крупноглыбовые брекчии. В первом случае рудная фаза представлена преимущественно магнетитом, во втором — магнетитом и сульфидами (пирит, изредка халькопирит). Сульфиды сильно разрушенные, окружены широкой магнетитовой оторочкой. В монцонитах 3 и кварцевых монцонитах встречаются как магнетит, так и сульфиды. Последние преимущественно раздроблены и окружены широкой магнетитовой или рутил-ильменит-сфеновой каймой.

Вдоль трещин в породах интрузии формируются зоны тотальной эпидотизации, при которой до 90 % породы сложено эпидотом. Наибольшая частота встречаемости и наибольшая мощность зон эпидотизации наблюдаются в зоне крупноглыбовых брекчий, сцементированных монцонитами 2.

Методы и подходы

Задачей всех предшествующих исследований пород Панозерской интрузии было получение характеристик магматического источника и реконструкция процессов дифференциации магматических расплавов в ходе магматических процессов. В соответствии с этими задачами изучались наиболее свежие породы с хорошо сохранившимися магматическими структурами и минералами ранних этапов кристаллизации. В данной статье основное внимание уделено исследованию пород, которые имеют следы постмагматических процессов различной степени интенсивности.

В качестве одного из критериев затронутости пород постмагматическими процессами рассматриваются Sm—Nd изотопно-геохимические данные (табл. 1). В большей части санукитоидов Карелии и Канады значение $\varepsilon_{Nd}(T)$ находится в пределах +1,2...+1,5, что соответствует мантийным значениям. Породы с такими значениями рассматриваются как породы с ненарушенной Sm—Nd системой.

**Характеристика изотопной Sm—Nd системы в породах и минералах
Панозерской интрузии**

Проба	Порода	$\epsilon Nd(2,74)$		
		вал	апатит	клинопироксен
236/1	Пироксенит	+1,6*	+1,3	+1,4
238/11	Монцогаббро	+1,7*	+1,2	+0,5
204-04	Монцонит 1	+1,9*	+1,1	+0,4
235	Монцонит 2	-0,1	—	—
208	Монцонит 2	+1,2	—	—
156	Кварцевый монцонит	+1,3	—	—

* Ранее не опубликованные данные. Остальные данные заимствованы из [Лобач-Жученко, 2007].

Помимо данных о состоянии Sm—Nd системы в породе в целом, были использованы результаты изотопного изучения монофракций апатита и пироксена. Поскольку концентрации Sm и Nd в апатитах существенно выше, чем в пироксенах, и выше, чем в породе в целом, то системы апатита наименее чувствительны к наложенным изменениям, связанным с привнесением-выносом элементов. Поэтому характеристики соответствующих изотопных систем в апатите в наибольшей степени отражают характеристики первичного источника. Было установлено, что в ряде пород, сохранивших в целом замкнутость изотопной Sm—Nd системы, она, тем не менее, в отдельных минералах нарушена. Такие нарушения в изотопных системах минералов рассматриваются также как свидетельства воздействия на породы наложенных процессов. Поскольку исследование изотопных систем минералов проводится не в отдельных зернах, а в монофракциях, невозможно полностью исключить влияние микровключений других фаз на исследуемые минералы. Однако микрозондовое исследование единичных зерен, выбранных из монофракции пироксенов, подготовленной для изотопного анализа, показало наличие в пироксене единичных мелких включений апатита и отсутствие микровключений других фаз. Согласно результатам изучения изотопной системы в монофракциях апатита из этих же пород, апатит оказался нечувствителен к процессам, затронувшим изотопную систему пироксена, поэтому микровключения апатита в пироксенах не могли существенно повлиять на результат исследования изотопной системы пироксенов.

Микрозондовое изучение концентраций минералообразующих оксидов в минералах выполнено в ИГГД РАН на растровом элект-

ронном микроскопе с BSE-анализатором (аналитик М. Д. Толкачев). Точность определения состава минералов 0,01 %.

Измерение концентраций редких элементов в единичных зернах амфибола, биотита и пироксена выполнено в ЯФ ФТИАН на ионном микрозонде Cameca IMS-4f по стандартной методике. Порог чувствительности метода 0,005—0,010 ppm. Одной из важнейших характеристик данной методики является возможность использовать в качестве препарата прозрачно-полированные шлифы, что позволяет сохранить информацию о соотношении исследуемого минерала с другими минералами породы и определить его принадлежность к магматическому либо постмагматическому парагенезису.

Измерение концентраций редких элементов в монофракциях амфибола и биотита, а также в породе в целом выполнено методом ICP-MS в лаборатории Кингстонского университета (Лондон; аналитик А. В. Коваленко). Точность определений 0,01 ppm.

Результаты

Петрографическое изучение пород

Акцессорные минералы-концентраты легких редких земель — ортиты и реже оксиды либо карбонаты легких редких земель обнаружены в породах с нарушенной изотопной системой. Структурная позиция таких минералов однозначно указывает на их постмагматический генезис (формирование по трещинам, секущим зерна магматических минералов (рис. 3, а), а также расположенные среди оксидных псевдоморфоз по сульфидным минералам (рис. 3, б)).

Помимо концентратов LRE-элементов в качестве постмагматических минералов присутствуют бариты (преимущественно в виде мелких зерен в магнетитовых каймах вокруг сульфидов) (рис. 3, в). Кроме барита в породах интрузии встречается обогащенный барием калиевый полевой шпат (до 6 % BaO против 0,1—0,8 % в неизменном KFsр). Причем преимущественно бариевый калиевый полевой шпат не образует самостоятельных зерен, а формирует нитевидные прожилки в необогащенном барием калиевом полевоом шпате.

Изучение редкоземельного состава породообразующих минералов

Клинопироксены. На рис. 4, в табл. 2 представлены спектры распределения редкоземельных элементов в клинопироксенах (три пробы по три-четыре зерна) из пород с ненарушенной Sm—Nd системой по породе в целом, но с нарушениями этой системы в пироксенах (пробы 238/11 и 204-04).

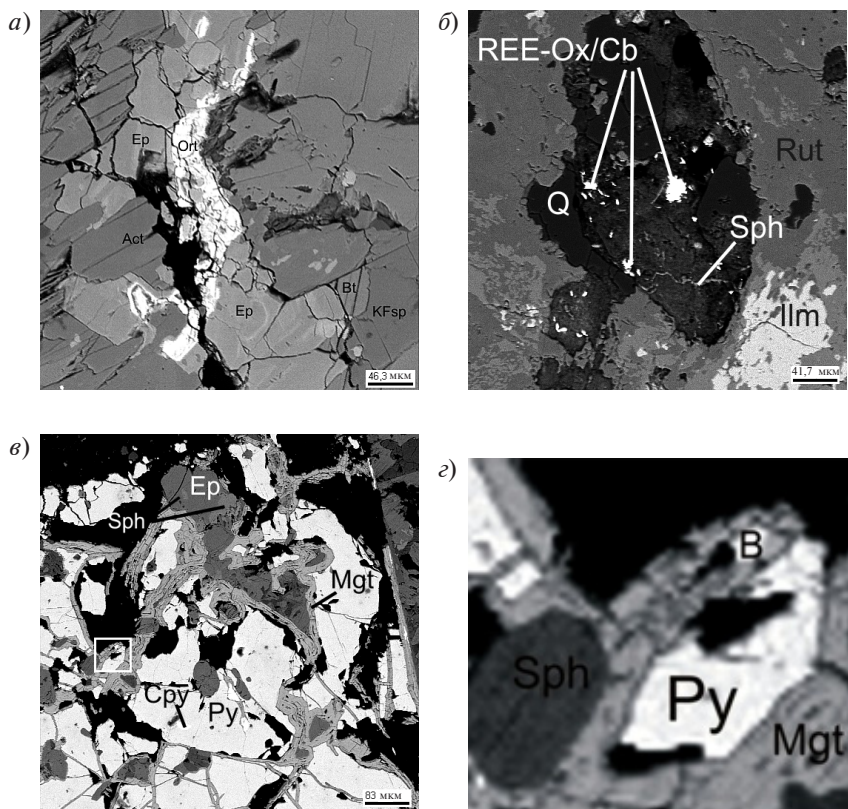


Рис. 3. BSE-изображения фрагментов шлифов:

a — монцогаббро (проба 238/11), ортит, развившийся по трещине, проходящей через зерна актинолита Act и эпидота Ep: Bt — биотит, Kfsp — калиевый полевой шпат; Ort — ортит; *б* — монзонит 2 (проба 302), оксид либо карбонат редких земель (яркая фаза) среди ильменит-рутилового агрегата (7,7 % La_2O_3 , 34,5 % Ce_2O_3): Rut — рутил; Ilm — ильменит; Q — кварц; LREE-Ox/Cb — оксид/карбонат редких земель; *в* — монцогаббро эпидотизированное (проба 2196), микровключение барита В в магнетит-сфеновой оторочке, обрамляющей фрагменты полуразрушенного зерна пирита: Mgt — магнетит; Py — пирит; Sph — сфен; *г* — укрупненный фрагмент монцогаббро (см. белый квадрат на рис. 3, *в*)

В пироксените (проба 236/1), характеризующемся ненарушенной Sm—Nd изотопной системой как по породе в целом, так и в пироксенах, графики распределения редких земель во всех трех зернах совпадают. Содержание редких земель в пироксенах ниже, чем в породе в целом, и характеризуется незначительным «горбом» в области Ce—Nd—Sm, отмеченным в клинопироксенах из гранатовых и гранат-шпинелевых лерцолитов плато Витим и редко наблюдаемым в

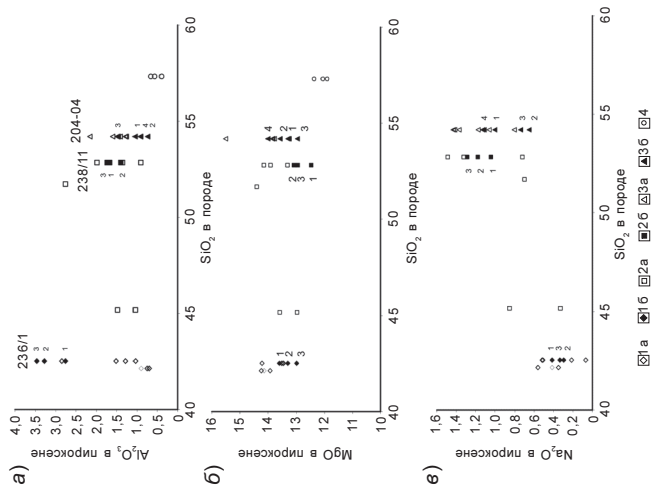


Рис. 4. Состав клинопироксенов из пород Панзерской интрузии [Лобач-Жученко, 2007]:

a—e — изменение состава пироксена в зависимости от изменения состава пород:

1a, 1б — пироксениты (1б — проба 236/1); 2a, 2б — монцогаббро (2б — проба 238/11); 3a, 3б — монциты 1 (3б — проба 204-04); 4 — монциты 2 (проба 235); *г—e* — хондрит-нормированное распределение редкоземельных элементов в единичных зернах пироксенов (*a* — из пироксенита, проба 236/1; *д* — из монцогаббро, проба 238/11; *е* — из монцитита 1, проба 204-04); жирная линия — профили распределения редких земель в валовой пробе; номера зерен на диаграммах *a—e* соответствуют номерам зерен на диаграммах *г—e*

**Химический состав клинопироксенов в породах I импульса
Панозерской интрузии**

Компо- нент	Проба [Лобач-Жученко, 2007]									
	236/1			238/11			204-04			
	Зерно 1	Зерно 2	Зерно 3	Зерно 1	Зерно 2	Зерно 3	Зерно 1	Зерно 2	Зерно 3	Зерно 4
SiO ₂	50,42	49,30	50,11	50,97	51,38	50,74	50,88	51,81	51,64	51,13
TiO ₂	0,42	0,52	0,47	0,11	0,04	0,26	0,17	0,00	0,10	0,19
Al ₂ O ₃	2,76	3,28	3,47	1,67	1,40	1,73	1,05	0,74	1,46	0,91
FeO	8,55	9,22	9,13	9,57	9,14	9,85	8,71	8,84	9,48	8,45
MnO	0,34	0,23	0,31	0,38	0,32	0,49	0,60	0,49	0,37	0,34
MgO	13,59	13,30	12,98	12,44	13,07	12,94	13,30	13,57	12,97	14,00
CaO	24,10	23,64	24,06	23,41	23,76	23,29	23,80	24,45	23,64	23,64
Na ₂ O	0,41	0,29	0,34	1,04	1,18	1,28	1,01	0,65	0,74	1,11
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07
Сумма	100,61	99,78	100,86	99,60	100,28	100,56	99,52	100,54	100,43	99,83
Mg#	0,74	0,72	0,72	0,70	0,72	0,70	0,73	0,73	0,71	0,75
La	12,7	13,9	14,3	59,5	53,6	56,7	5,9	29,9	36,5	17,2
Ce	48,6	53,3	56,0	215,3	188,7	203,1	40,4	107,8	151,7	83,8
Nd	43,2	48,4	54,4	138,1	135,9	145,7	58,1	89,9	121,4	72,8
Sm	11,7	12,5	12,7	36,1	29,1	33,2	18,8	23,3	29,8	18,3
Eu	2,61	3,06	3,07	5,80	4,89	5,87	3,49	3,44	3,85	2,89
Gd	7,12	6,36	6,77	23,16	12,71	17,62	11,34	11,69	13,55	7,97
Dy	4,85	5,38	5,47	16,04	12,64	15,52	9,45	11,44	12,47	8,02
Er	2,14	2,09	2,48	7,26	5,62	7,08	4,52	5,44	5,77	3,66
Yb	1,62	2,22	1,93	6,72	6,92	7,79	5,38	5,88	6,49	4,38
Ti	2644	2911	2850	1125	973	1219	534	769	836	747
V	271	219	235	170	152	179	139	145	144	138
Cr	291	240	295	277	256	298	358	216	227	282
Sr	419,0	434,9	431,0	96,8	57,5	102,5	83,1	82,0	78,1	77,1
Y	19,3	21,8	22,1	68,4	55,3	61,1	44,9	51,7	51,8	37,2
Zr	55,6	79,8	69,9	185,2	410,9	202,2	104,2	186,3	206,8	85,6

Примечание. Породообразующие оксиды представлены в весовых процентах, редкие и рассеянные элементы — в граммах на тонну (ppm).

пироксенах из других типов пород [Леснов, 2007], а также отсутствием Eu аномалии.

В монцогаббро и монцоните 1, в которых пироксены характеризуются нарушенной Sm—Nd и Rb—Sr системой, они также обогащены натрием, обеднены алюминием относительно неизменных пи-

роксинов и характеризуются измененным спектром распределения редких земель. В частности, происходит увеличение содержания как легких, так и тяжелых редкоземельных элементов, при этом концентрации данных элементов в пироксене иногда превышают содержание их в породе в целом. «Горб» в области Ce—Nd—Sm сохраняется, но появляется слабая отрицательная европиевая аномалия. Кроме того, наблюдаются вариации в содержании редких земель от зерна к зерну, что особенно явно видно на примере зерен из пробы 204-04 (см. рис. 4). Вначале предполагалось, что одно из зерен могло быть захваченным зерном пироксена из пироксенита, однако этому предположению противоречит различие в концентрациях натрия в пироксенах из пироксенитов и из монцогаббро.

Биотиты. Для анализа были отобраны монофракции биотитов из монцонитов II импульса, различающихся по значению $\epsilon\text{Nd}(T)$ (пробы 208 и 235). Также исследованы зерна из монцогаббро (проба 238/11). Результаты представлены в табл. 3 и на рис. 5. В данной выборке один монцонит характеризуется явно нарушенной Sm—Nd системой, 2-й — ненарушенной системой, изотопная система нарушена не в монцогаббро по породе в целом, а в пироксенах. Изотопия слюд не изучалась.

Наблюдаются многочисленные вариации составов слюд в ультраосновных породах. Слюды из монцонитов 2 отличаются от слюд из других разновидностей пород повышенными концентрациями TiO_2 и Al_2O_3 при равных либо пониженных со слюдами из других пород концентрациях MgO. Согласно результатам экспериментов М. Аримы и А. Эдгара [Arima, 1981], растворимость TiO_2 в слюдах повышается с возрастанием температуры и фугитивности кислорода или со снижением давления при постоянной фугитивности кислорода. В любом случае волнообразный характер графика, отражающего изменения концентрации титана в слюдах с изменением состава вмещающих пород, указывает на неоднократную смену условий кристаллизации, что хорошо согласуется с представлениями об импульсном, длительном и дискретном во времени процессе образования интрузии.

Распределение редкоземельных элементов в слюдах из всех трех изученных пород явно различно. Обращает на себя внимание то, что только в породе с нарушенной изотопной системой (монцонит 2, проба 235) профиль распределения редких земель в слюде повторяет форму графика для породы в целом и характеризуется незначительной, но тем не менее отчетливой отрицательной европиевой аномалией, присущей биотитам метаморфических пород и обычно интерпретируемой как унаследованной от геохимии вмещающих пород [Скублов, 2005].

Химический состав слюд из пород Панозерской интрузии

Компо- нент	Проба					
	235		208		238/11	
	Монцонит 2	Bt	Монцонит 2	Bt	Монцонаббро	Bt*
SiO ₂	57,33	37,16	54,14	37,58	52,85	38,95
TiO ₂	0,63	1,48	0,94	1,21	0,8	1,06
Al ₂ O ₃	16,68	15,39	14,32	15,90	14,78	14,91
FeO	5,67	18,07	8,13	17,36	7,44	17,14
MnO	0,1	0,25	0,16	0,24	0,15	0,28
MgO	3,6	13,03	5,96	13,26	6,03	14,64
CaO	4,11	0,00	6,79	0,00	6,36	0,00
Na ₂ O	6,44	0,28	4,1	0,22	4,09	0,16
K ₂ O	3,56	9,58	3,33	9,60	4,12	0,38
P ₂ O ₅	0,36	—	0,57	—	0,71	10,16
BaO	—	0,72	—	—	—	—
Сумма	98,48	95,96	98,44	95,36	97,33	97,69
Mg#	0,53	0,56	0,57	0,58	0,59	0,60
V	87	402	179	363	176	356
Cr	137	501	241	509	1432	646
Co	19	70	32	91	233	—
Ni	52	233	66	247	29	—
Ga	40,7	69	—	50	—	—
Ge	6	16	—	13	—	—
Rb	90	544	91	455	127	448
Sr	1253	9	1154	8	1432	3
Y	20,0	3,5	24,0	2,0	29,0	0,0
Zr	201,0	110,8	124,0	3,1	233,0	0,7
Nb	6,0	3,2	6,0	4,4	—	1,7
Cs	—	16,89	—	14,40	—	—
Ba	2169	1465	1552	1192	127	1325
La	56,40	12,03	55,10	0,13	121,70	0,93
Ce	125,40	33,46	117,00	4,59	101,40	0,09
Pr	13,00	3,10	—	0,75	—	—
Nd	51,10	14,60	66,10	3,07	64,30	0,33
Sm	10,00	2,41	10,80	0,40	35,40	0,05
Eu	2,30	0,43	2,64	0,25	23,30	0,97
Gd	8,10	1,56	—	LL	18,50	0,03
Tb	0,70	0,19	0,79	0,06	—	—

Компо- нент	Проба					
	235		208		238/11	
	Монцонит 2	Bt	Монцонит 2	Bt	Монцогаббро	Bt*
Dy	4,60	0,79	—	LL	8,30	0,15
Ho	0,60	0,10	—	LL	—	—
Er	1,90	0,29	—	0,24	4,70	0,08
Yb	1,60	LL	1,62	0,20	4,20	0,03
Hf	5,80	2,81	3,80	LL	—	—
Ta	0,30	LL	0,17	0,20	—	—
Th	—	1,19	—	LL	—	—
U	—	0,78	—	LL	—	—

Примечание. Породообразующие оксиды представлены в весовых процентах, редкие и рассеянные элементы — в граммах на тонну (ppm); LL-значение ниже предела измерения; * — измерение в единичном зерне методом SIMS.

Для графика распределения редких земель в слюде из 2-й пробы (208) монцонита 2 типично резко пониженное содержание La и отрицательная Sm аномалия, которая в литературе не упоминается. В этой породе отсутствует клинопироксен, и график распределения редких земель в биотите характеризуется небольшим «горбом» в области Ce, обычным для пироксенов. В целом распределение редких земель в биотите и в породе в целом различно. Концентрации тяжелых редких земель в биотитах из обеих проб монцонитов 2 практически одинаковы. Концентрации легких редких земель в биотите из монцонита с нарушенной изотопной системой превосходят аналогичные концентрации в биотите из породы с ненарушенной изотопной системой в 120 раз (см. рис. 5). При этом, поскольку анализ выполнялся не в единичных зернах, а в монофракции, нельзя полностью исключить отсутствие в биотите из пробы с нарушенной изотопной системой микровключений минералов-концентраторов LREE (хотя такие минералы на сегодняшний день в рассматриваемой пробе не обнаружены, несмотря на внимательное изучение прозрачно-полированного шлифа под растровым электронным микроскопом). В любом случае, вызвано обогащение слюды изменением ее химического состава или наличием в ней механических примесей обогащенных LREE минералов, в комплексе с нарушениями Sm—Nd изотопной системы это указывает на процесс привноса LREE.

Распределение редких земель в биотите из монцогаббро характеризуется повышенным по сравнению как с монцонитом пробы 208, так и с Ce содержанием La и резко положительной европиевой

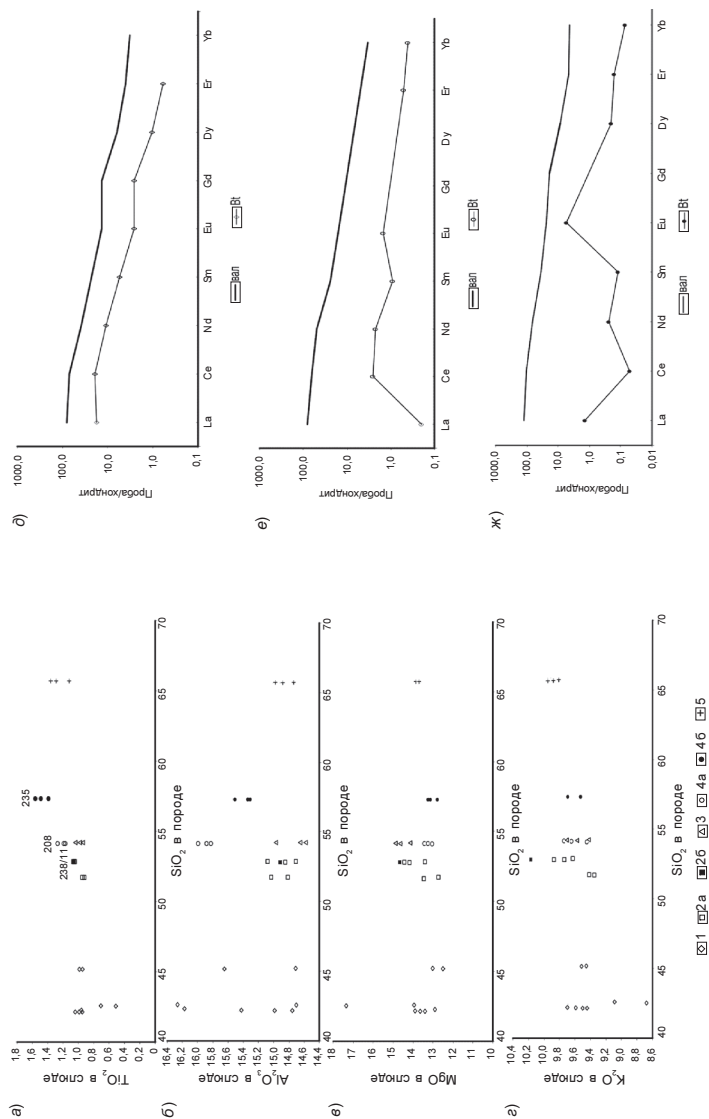


Рис. 5. Состав слюд из пород Панзерской интрузии (см. табл. 1):

$a-z$ — изменение состава слюд в зависимости от изменения состава вмещающих пород: 1 — пироксениты; 2а, 2б — монацгоабро (2б — проба 238/11); 3 — монациты 1; 4а, 4б — монациты 2 (4а — проба 208, 4б — 235); 5 — кварцевые монациты (проба 156); $d-ж$ — хондрит-нормированное распределение редких земель в слюдах (жирная линия — профили распределения редких земель в валовой пробе)

аномалией, обычной для биотитов из мигматитов и пород, испытавших щелочной метасоматоз [Скублов, 2005]. Хотя европиевые аномалии в биотитах обычно рассматриваются как унаследованные от геохимии вмещающих пород [Скублов, 2005], в породах Панозерской интрузии вообще и в монцогаббро в частности (проба 238/11) положительная европиевая аномалия отсутствует. Возможно, это свидетельствует о незначительной интенсивности наложенных метасоматических преобразований, которые зафиксированы в отдельных минералах, но неразличимы при анализе породы в целом.

Амфиболы. В породах Панозерской интрузии они представлены двумя разновидностями — роговыми обманками, формирующимися на позднемагматической стадии, и актинолитами. Для исследования были выделены зерна роговых обманок из пироксенита, монцогаббро, монцонитов 2 и актинолиты из монцонитов 2. Результаты представлены в табл. 4 и на рис. 6.

Среди как актинолитов, так и роговых обманок отчетливо прослеживаются две тенденции: 1) наследование спектра распределения, свойственного клинопироксенам, и 2) различия более чем на порядок в степени обогащения амфиболов всеми редкими землями и в пределах одной породы (одного образца), и между разными породами комплекса. Причем зависимости между типом амфибола (актинолит или роговая обманка) и степенью его обогащенности LREE не наблюдается. Среди исследуемых пород в двух пробах зафиксировано превышение концентрации редких земель в роговых обманках над актинолитом и в одной — в актинолите над роговой обманкой из той же пробы. При этом профили распределения редких земель в разных типах амфиболов из одной породы параллельны.

Тенденции наследования (см. рис. 6) четко проявлены в пироксените и монцогаббро, причем в пироксените (проба 236/1), характеризующемся ненарушенными Sm—Nd и Rb—Sr системами, наблюдается совпадение концентраций редких земель в пироксене и в амфиболе, в то время как в монцогаббро (238/11) концентрации редких земель в пироксенах существенно выше, чем в амфиболе. Данное наблюдение интерпретируется нами как результат высокой подвижности редких земель в перерабатывающем флюиде и как преимущественное их вхождение в клинопироксен (наиболее кальциевая фаза).

Обсуждение результатов

Использованные в статье данные малочисленны и не всегда сопоставимы (разные методы измерения), поэтому не позволяют провести количественный анализ степени затронутости пород интрузии

Gd	14,00	13,72	10,69	0,35	0,39	2,86	—	11,52	22,86	0,55	7,28	0,25	0,01	—
Tb	1,83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,88	—	—	—
Dy	7,81	8,66	7,05	0,42	0,38	2,31	—	9,54	20,02	—	4,40	0,36	0,15	0,00
Ho	1,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,70	—	—	—
Er	2,70	3,73	3,05	0,24	0,22	1,26	—	4,95	8,85	—	2,20	0,01	0,16	—
Yb	2,01	2,67	2,95	0,21	0,24	1,17	—	4,56	7,87	1,19	1,61	LL	0,30	0,03
Ti	—	13707	14288	197	3874	10141	—	3635	5967	—	—	484	2322	9296
V	503	539	502	117	194	210	—	152	198	260	196	3	344	450
Cr	—	270	381	135	377	248	—	241	215	86	247	49	178	262
Rb	21	21	25	6	17	13	105	15	16	106	15	22	5	5
Sr	1014	1567	1452	144	12	39	1123	144	482	902	188	31	472	1431
Y	31,3	36,4	31,6	1,9	2,9	14,0	22,0	42,4	86,0	8,0	21,4	0,1	1,8	3,5
Zr	110,0	106,1	98,6	9,3	4,3	11,5	224,0	51,7	70,3	105,0	100,0	22,5	1,6	0,3
Nb	4,6	7,9	6,5	0,1	5,9	8,3	—	6,4	8,7	6,0	6,5	0,1	0,1	0,0
Ba	770	927	1305	4	10	7	1288	29	27	1667	4	273	1,8	0,4

Примечание. Порообразующие оксиды представлены в весовых процентах, редкие и рассеянные элементы — в граммах на тонну (ppm); LL — значение ниже предела измерения; * — измерения выполнены в единичных зернах методом SIMS.

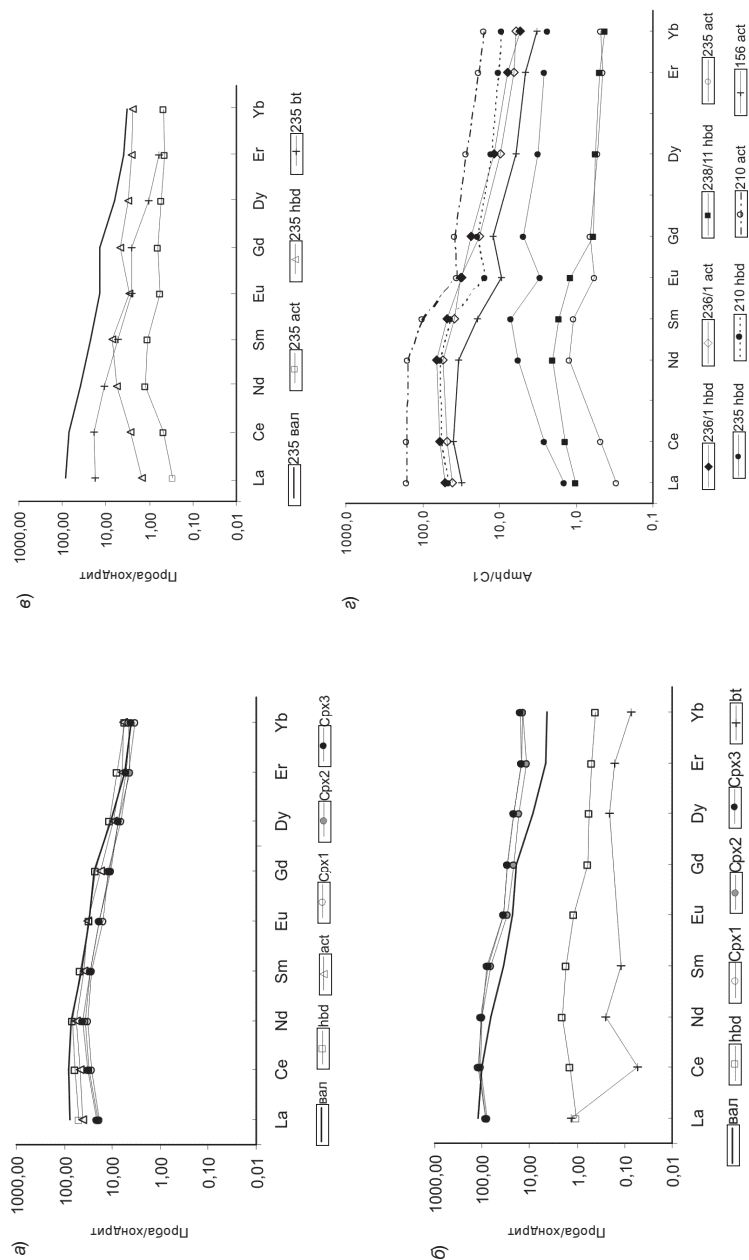


Рис. 6. Распределение редких земель в минералах из пород Панозерской интрузии (а—г) и сопоставление спектров распределения редких земель в амфиболитах из разных типов пород интрузии (е) (а — проба 236/1; б — проба 238/11; в — проба 235)

наложенными процессами и тем более состава метасоматизирующего флюида. Тем не менее даже единичные факты формирования поздних минералов и изменения существовавших свидетельствуют о том, что после кристаллизации породы Панозерской интрузии подверглись процессу, в результате которого произошло их частичное обогащение LRE-, LIL-элементами, и в том числе барием. Обогащение привело к нарушению изотопной системы в минералах и в некоторых случаях в породе в целом, к изменению состава породообразующих минералов и к формированию новых минералов — оксидов либо карбонатов редких земель ортитов и баритов.

Во вмещающих породах не проявлено следов наложенных метасоматических изменений, кроме неширокой зоны экзоконтакта интрузии. Полученные результаты изучения распределения REE в амфиболах из вмещающих сланцев, взятых в 2 км от интрузии, показывают, что концентрация всех REE-элементов в этих амфиболах находится на пределе чувствительности метода SIMS и во всех случаях на порядки ниже концентрации в амфиболах из пород Панозерской интрузии (см. табл. 2). Таким образом, постмагматическое изменение пород интрузии связано с формированием интрузии.

Неравномерность степени измененности пород, петрографоструктурные (см. рис. 3) признаки позднего, посткристаллизационного формирования минералов-концентраторов LREE не позволяют связывать описываемые процессы с магматическим этапом формирования пород, в том числе с контаминацией.

Преобразованиями в той или иной степени затронуты все породы интрузии, однако наибольшая интенсивность наблюдается в зоне магматических брекчий между точками 204—219 (см. рис. 1). Примечательно, что к этой же зоне приурочена и зона наиболее богатой (гнездовой вкрапленной) и одновременно наиболее измененной сульфидной минерализации. Вероятно, процессы, приведшие к переработке пород, вызвали и ремобилизацию сульфидного вещества.

Общепринято, что процессы, приводящие к ремобилизации элементов, а также к привносу-выносу элементов из системы, связаны с действием флюидов. Для определения природы флюида примем во внимание следующее: между внедрением монцонитов 1 и 2 фиксируется существенный временной перерыв. О наличии подобного перерыва свидетельствует этап хрупких деформаций и внедрения лампрофировых даек, разделяющих внедрение монцонитов 1 и 2 (см. рис. 1). Ранее [Lobach-Zhuchenko, 2008] отмечалось, что основное различие минеральной ассоциации, слагающей монцониты 1 и 2, заключается в отсутствии в монцонитах 2 пироксена. Разница между химическим составом монцонитов 1 и 2 — повышенное содержание K_2O

в монцонитах 2. При моделировании процессов формирования Панозерского комплекса предполагалось [Гусева, 2006], что монцониты 2 сформировались в результате внедрения в промежуточную камеру 2-й порции родоначальной магмы, претерпевшей в этой камере фракционную кристаллизацию, и в результате внедрения в камеру современной Панозерской интрузии части остаточного расплава. Другая часть расплава продолжала кристаллизоваться в камере, и эпизодические импульсные внедрения остаточных расплавов впоследствии сформировали монцониты 3 и кварцевые монцониты. Судя по хорошей сохранности пироксенов в монцонитах 1 и по почти полному их замещению актинолитом в монцонитах 2, эта 2-я магма была более флюидонасыщенной.

На повышенное содержание флюида указывает и сопутствующее внедрению монцонитов 2 формирование магматических брекчий (эксплозивный характер внедрения). Не исключено, что некоторая часть флюида могла остаться в промежуточной камере и периодически либо однократно воздействовать на уже сформировавшиеся породы.

Результаты исследования геохимии цирконов из миаскитовых лампроитов, внедрившихся в перерыве между внедрениями монцонитов 1 и 2, показывают, что «процесс метасоматического изменения цирконов не был оторван во времени от их кристаллизации и был относительно кратковременным, не приведшим к значительным нарушениям U—Pb системы цирконов. Агентом воздействия на цирконы был, по-видимому, метасоматический щелочно-окислительный флюид, связанный с мантийным щелочным магматизмом» (С. Г. Скублов). Таким образом, результаты изучения геохимии цирконов не противоречат предложенному механизму формирования аутометасоматических преобразований пород Панозерской интрузии.

При оценке возможного состава метасоматизирующего флюида необходимо учесть, что флюидное воздействие привело не к разрушению или замещению пироксенов, а к обогащению. Это, скорее всего, указывает на существенную долю углекислоты во флюиде.

Формирование сульфатов (барит), вероятно, происходило одновременно с образованием магнетитовой каймы вокруг фрагментов разрушающихся сульфидных зерен, а также оксидов либо карбонатов редких земель. Формирование такого сульфатно-оксидного парагенезиса свидетельствует об окислительном характере флюида.

Обогащенность флюида барием, легкими редкими землями и, возможно, калием указывает на его щелочной характер и является косвенным признаком его связи со щелочным магматизмом.

Воздействие флюида неодинаково отразилось на породах интрузии, степень переработки которых может различаться на расстоянии нескольких сантиметров (на что указывает различная степень изме-

нения пироксенов из пробы 204-04). Такая неоднородность флюидной проработки свидетельствует о проникновении флюида по микропорам и микротрещинам в породе. В некоторых случаях невозможно однозначно установить, привела ли флюидная переработка к открытию системы или к перераспределению элементов между минералами с сохранением породы в целом, в других случаях, в которых, в частности, нарушается изотопная система в породе, нельзя рассматривать породу, вероятно, как закрытую систему.

Выводы

В породах Панозерской интрузии проявлены следы постмагматической переработки водно-углекислым флюидом, обогащенным LIL- и LRE-элементами.

Флюидная проработка привела к локальному обогащению порообразующих и акцессорных минералов LIL- и LRE-элементами, а также к формированию новых, постмагматических минералов-концентраторов LIL- и LRE-элементов, таких как ортит, оксид/карбонат редких земель, барит.

Вызвавший переработку флюид, вероятно, отделился от магмы, сформировавшей породы II импульса, при ее фракционной кристаллизации в промежуточной камере.

При исследовании многофазных интрузий, сформированных флюидонасыщенными магмами (а такими являются большая часть санукитоидных интрузий), необходимо помнить о возможности метасоматического изменения пород собственными флюидами и с осторожностью относиться к реконструкциям состава родоначальной магмы на основе состава минералов.

Автор выражает признательность С. Г. Симакину, Е. В. Потапову (ЯФ ФТИАН) за определение концентраций редких и рассеянных элементов в цирконах и пироксенах, А. В. Коваленко за определение концентраций редких и рассеянных элементов в слюдах, а также С. Д. Великославинскому, внимательно прочитавшему статью и внесшему предложения по ее улучшению.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов НШ-3533.2008.5 и МК 407.2008.5.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Глебова-Кульбах Г. О. Граниты Южной Карелии / Г. О. Глебова-Кульбах [и др.] // Граниты Кольского полуострова и Карелии : труды ЛАГЕД. Вып. 15. — Л. : Изд-во Академии наук СССР, 1963. — С. 161—334.

Гусева Н. С. Геология и петрология Панозерского санукитоидного плутона (Центральная Карелия) : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / Н. С. Гусева. — СПб. : ИГГД РАН, 2006.

Иваников В. В. Архейские сиениты и монцониты Карелии. I / В. В. Иваников // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология—география. — 1997. — Вып. 1, № 7. — С. 11—21.

Иваников В. В. Архейские сиениты и монцониты Карелии. II / В. В. Иваников // Вестник СПбГУ. Сер. 7. — 1997а. — Вып. 4, № 28. — С. 3—15.

Лобач-Жученко С. Б. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование / С. Б. Лобач-Жученко [и др.] // Геотектоника. — 2000. — № 6. — С. 26—42.

Лобач-Жученко С. Б. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах Панозерского массива / С. Б. Лобач-Жученко, К. И. Лохов, Э. М. Правослов // Материалы Изотопного совещания. — М., 2004. — С. 149—150.

Лобач-Жученко С. Б. Геология и петрология архейского высококалийного и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии / С. Б. Лобач-Жученко [и др.] // Петрология. — 2007. — Т. 15, № 5. — С. 493—523.

Лобач-Жученко С. Б. Архейские высоко-Mg и высоко-K (санукитоидные) серии пород: состав, флюиды, мантийные источники / С. Б. Лобач-Жученко [и др.] // Щелочной магматизм Земли : материалы науч. шк. — СПб., 2008. — С. 94—95.

Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах / Ф. П. Леснов. — Новосибирск, 2007.

Скублов С. Г. Геохимия редкоземельных и редких элементов в породообразующих минералах в процессах регионального метаморфизма : автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук / С. Г. Скублов. — СПб. : ИГГД РАН, 2005.

Arima M. Substitution Mechanisms and Solubility of Titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin / M. Arima, A. D. Edgar // Contrib. Mineral. Petrol. — 1981. — Vol. 77. — P. 288—295.

Lobach-Zhuchenko S. B. High-Mg granitoids (sanukitoids) of the Baltic shield — geological setting, geochemical characteristics and implication for the origin of mantle derived melt / S. B. Lobach-Zhuchenko [et al.] // Lithos. — 2005. — Vol. 79. — P. 107—128.

Lobach-Zhuchenko S. B. Petrology of a late Archaean, highly-potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into late Archaean mantle metasomatism / S. B. Lobach-Zhuchenko [et al.] // J. of Petrology. — 2008. — Vol. 49, N 3. — P. 393—420.

Middlemost E. A. K. Naming materials in the magma/igneous rocks system / E. A. K. Middlemost // Earth. Sci. Rev. — 1994. — Vol. 37. — P. 215—224.

Miyashiro A. Nature of alkalic volcanic rock series / A. Miyashiro // Contrib. Mineralog. Petrol. — 1978. — Vol. 66. — P. 91—104.

Shirey S. B. Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archaean granite-greenstone belts: evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rain Lake area, Superior province, Ontario, Canada / S. B. Shirey, G. N. Hanson // Geochim. Cosm. Acta. — 1984. — Vol. 50. — P. 2631—2651.

Раздел 3

К ПРОБЛЕМЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМА В ДОКЕМБРИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРЕЛИИ

Н. А. Алфимова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Значимость кор выветривания для изучения истории Земли, в том числе и на ранних этапах ее развития, не вызывает сомнений. Именно в зонах гипергенеза, при воздействии на породы экзогенных факторов, закладываются основы геохимической дифференциации вещества, которое впоследствии переносится в бассейны седиментации и формирует осадочные породы. Осадочные породы сохраняют следы воздействия гипергенных процессов, но именно вещество неперемещенных кор выветривания несет наиболее полную информацию об условиях этой дифференциации.

Обширный эмпирический материал по палеопочвам и корам выветривания свидетельствует, с одной стороны, о принципиальном сходстве и едином стиле формирования гипергенных объектов от раннего докембрия до настоящего времени, а с другой — отражает специфичность древних гипергенных образований [Головенко, 1975; Михайлов, 1986 и др.]. Так, не подвергается сомнению тот факт, что как в древних, так и в современных корах выветривания происходит перераспределение катионов первичных пород с выносом наиболее подвижных из них. В результате концентрация одних компонентов в породах снижается, а других — увеличивается, как следствие их инертного поведения в условиях гипергенеза. Наиболее существенными отличиями древнейших (додевонских) профилей выветривания являются их незначительная мощность (несколько метров) и накопление K_2O в самых выветренных участках профиля [Михайлов, 1986], тогда как фанерозойские аналоги характеризуются значительной мощностью (сотни метров) и выносом всех щелочных и щелочноземельных элементов с резким обогащением резидюатов глиноземом. В настоящее время нет единого мнения о причинах специфического химического состава раннедокембрийских кор

выветривания. Ряд исследователей вслед за Б. М. Михайловым (1986) считает, что формирование маломощных кор выветривания, наиболее выветренные горизонты которых обогащаются K_2O , — это первичная особенность раннедокембрийского гипергенеза, обусловленная уникальными характеристиками среды выветривания. Вторая точка зрения наиболее четко выражена В. К. Головенком (1975) и состоит в том, что отсутствие в строении профилей зоны, сложенной преимущественно оксидами алюминия, из которой вынесены все щелочные металлы, объясняется неполной сохранностью раннедокембрийских кор выветривания.

Сложности возникают уже на этапе идентификации природы объектов, поскольку большинство докембрийских кор выветривания в той или иной степени преобразованы в результате метаморфизма и в настоящий момент представляют собой кварц-сланцевые сланцы. Минеральный состав и текстурные особенности таких пород позволяют как минимум двоякую интерпретацию их природы. Кварц-мусковитовые сланцы могли формироваться в результате метаморфического преобразования гипергенных пород, имевших кварц-глинистый состав, но также такие породы могли образоваться и на глубине под воздействием метасоматических растворов на магматический субстрат и, таким образом, представлять собой зоны кислотного выщелачивания. Изучение отдельно геохимии или петрографии таких объектов не приведет к однозначной интерпретации их происхождения вследствие конвергенции ряда минералогических и геохимических признаков гипергенного и метасоматического процессов. Только комплексный подход с использованием геологических, петрографических, минералогических и геохимических критериев позволит обоснованно говорить о генезисе тех или иных образований и на этом основании — об особенностях протекания процесса их формирования.

К такому же выводу пришли Ри и Холланд, критически рассмотрев более 50 древних гипергенных профилей. В своей работе они сформулировали пять признаков, которыми должны обладать объекты гипергенного происхождения: 1 — объекты, классифицируемые как кора выветривания, должны развиваться на однородном субстрате и находиться с ним в непосредственном контакте; 2—4 — в породах должны наблюдаться постепенные изменения минерального состава, текстуры и химического состава, отвечающие процессам почвообразования; 5 — в верхних зонах профилей выветривания должны присутствовать следы мягких деформаций, возникших при формировании перекрывающих кору выветривания отложений [Rye, 1998].

Все изученные нами объекты по геологическим, минералогическим, текстурным и химическим признакам соответствуют существу-

ющим критериям идентификации древних кор выветривания [Rye, 1998], что, в частности, демонстрируется в данной работе. Поэтому целью настоящего исследования была реконструкция строения полного профиля выветривания пород палеопротерозоя Карелии на основе детального изучения геологического строения и химического состава гипергенных объектов.

Материалы и методы

Основными объектами исследования стали коры выветривания Карелии, залегающие в основании сариолия и ятулия. Для сариолия (2,4—2,3 млрд. лет) на основе широкого развития моренных ассоциаций пород реконструируются нивальные обстановки осадконакопления [Ахмедов, 1996]. Для ятулийского времени (2,3—2,1 млрд. лет) [Хейсканен, 1990] по наличию эвапоритов и красноцветных осадочных отложений в разрезах предполагается господство аридных климатических условий. Исследования кор выветривания, сформированных в сариолии и ятулии, позволяют оценить влияние климата на геохимические характеристики палеопротерозойских гипергенных объектов. В работе были использованы материалы по корам выветривания на метариодацитах (озеро Паанаярви, Паанаярвинская структура), гранит-порфирах (озеро Ватулма, Лехтинская структура), гранитах (озеро Кискинлампи, Куолаярвинская структура) и гранитогнейсах (озеро Малое Янисъярви, Северное Приладожье) (рис. 1).

Комплексный подход к идентификации и исследованию выбранных объектов состоял в следующем: 1) детальном изучении взаимоотношений разновидностей пород на участках развития кор выветривания, в том числе и с помощью крупномасштабного геологического картирования; 2) петрографическом изучении текстур и структур пород; 3) количественном минералогическом подсчете минералов в шлифах, в том числе и оценке степени преобразования плагиоклаза и микроклина; 4) анализе распределения акцессорных минералов; 5) анализе изменения содержаний породообразующих элементов по профилю выветривания.

Одной из неотъемлемых и специфических характеристик кор выветривания является зональное строение профиля. Поэтому геохимическое изучение гипергенеза производилось по профилю — от не измененного выветриванием субстрата к наиболее выветренным горизонтам. Для иллюстрации характера изменения концентрации элементов по профилю были построены графики, на которых по горизонтальной оси обозначен геологический разрез профиля выветривания, а по вертикальной оси — коэффициент изменения

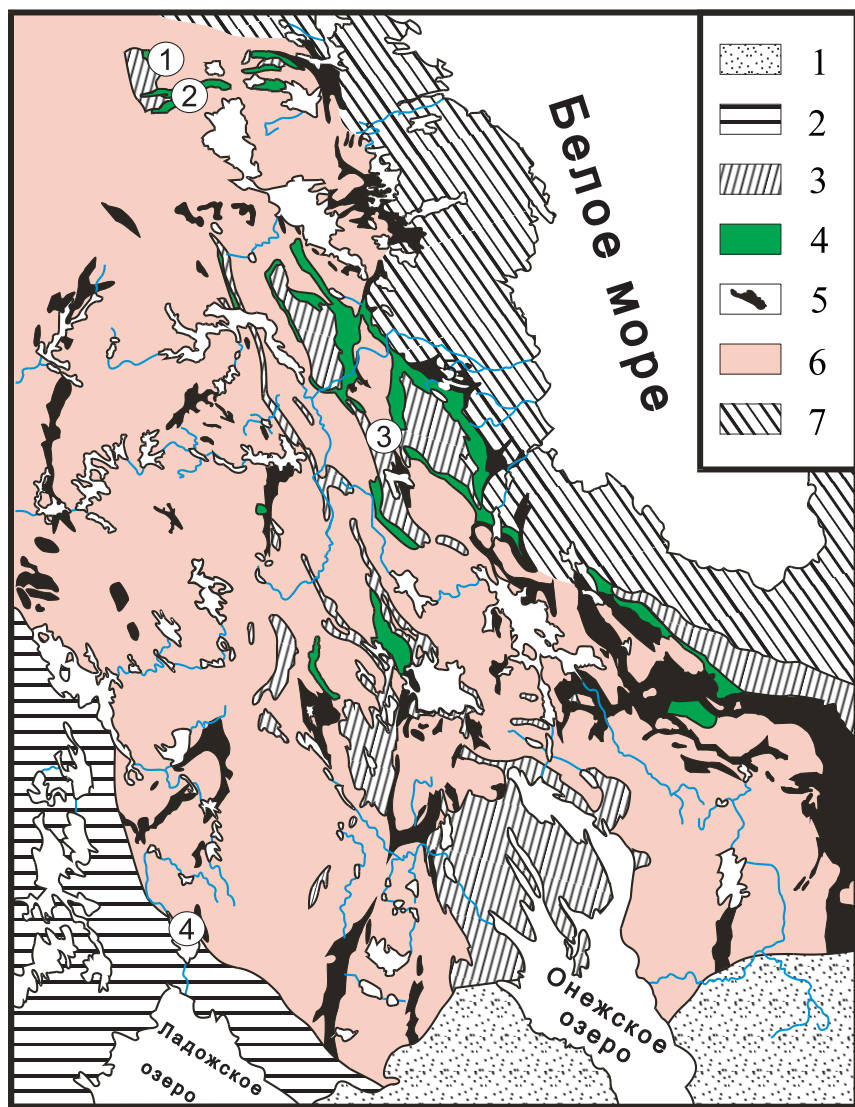


Рис. 1. Схема геологического строения Карельской гранит-зеленокаменной области [Миллер, 1988]:

Комплексы пород: 1 — палеозойский платформенный чехол; 2 — свекофеннский пояс; 3 — отложения ятулийского яруса; 4 — отложения сумийско-сариолийского яруса; 5 — лопийские комплексы; 6 — карельская гранит-зеленокаменная область; 7 — Беломорский пояс. Цифры в кружках — районы, в которых проводились детальные исследования: 1 — Куоляярвинская структура; 2 — Паанаярвинская структура; 3 — Лехтинская структура; 4 — Северное Приладожье

химического состава $K, \% = [(K_{\text{эл. кв}} - K_{\text{эл. суб}}) / K_{\text{эл. суб}}] 100$, где $K_{\text{эл. кв}}$ — концентрация элемента в выветренном образце, $K_{\text{эл. суб}}$ — концентрация элемента в субстрате (среднее арифметическое значение содержания элемента, мас. %, для пород субстрата, образцы которых были отобраны по площади распространения пород).

Нормирование концентраций элементов на содержание в пробе какого-либо одного элемента (наиболее подвижного или, наоборот, наиболее инертного) предполагает принятие априорных данных о поведении этого элемента, которое может различаться в зависимости от природы процесса и характера его протекания. Нормирование каждого элемента на субстрат позволяет оценить степень изменения содержания элементов относительно их исходной концентрации независимо от того, были породы сформированы при гипергенезе или метасоматозе.

Содержания порообразующих компонентов определены методом РФА в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик Б. А. Цимошенко), содержания малых элементов, мкг/г, определены ЭРФА в ИГГД РАН (аналитик А. Г. Кольцова), содержание CO_2 определялось во ВСЕГЕИ методом кулонометрии (аналитик В. Н. Тарасова).

Коры выветривания сариолия

Профиль выветривания озера Ватулма (Лехтинская структура, Северная Карелия)

Геолого-петрографическая характеристика

Профиль выветривания расположен на южном берегу озера Ватулма (детальный участок Жаркий) в пределах Тунгудско-Ватулминского блока Лехтинской структуры (см. рис. 1), где выделяется один структурно-формационный комплекс — Карельский, фундаментом для которого являются архейские гранитоиды. В составе Карельского комплекса выделяются риодациты сумия возраста 2448 ± 15 млн. лет и комагматичные им субвулканические тела, сложенные гранит-порфирами ($2443 \pm 4,8$ млн. лет) [Левченков, 1994], сариолийские осадочно-вулканогенные породы и породы ятулийского возраста.

На южном берегу озера Ватулма (детальный участок Жаркий) наиболее древние породы представлены субвулканическими гранит-порфирами. Гранит-порфиры представляют собой средне—крупнозернистую кристаллическую породу серовато-розового цвета, сложенную полевым шпатом, слюдой (до 15—20 % объема породы) и округлыми вкрапленниками опаловидного кварца, слагающими до 35 % породы. Полевые шпаты представлены бесцветными зернами

микроклина угловатой формы, составляющими 5—10 % объема породы, и крупными и мелкими кристаллами плагиоклаза (An № 20), слагающими до 35 % объема породы. Слюды, встречающиеся в породе, представляют собой прозрачные игольчатые кристаллики мусковита и пластинчатые зерна биотита с неровными, «изъеденными» краями. Ориентировка сланцеватости в породах достаточно выдержана: азимут простирания меняется от 275 до 300°, угол падения 80° на север, реже на юг (рис. 2).

Переход от гранит-порфиров к коре выветривания постепенный, без резких границ. Начальная степень изменения пород проявляется в образовании разноориентированных трещин, разбивающих породу на блоки. Трещины заполнены мелкозернистым обломочным материалом, минеральный состав которого аналогичен составу материнской породы. При микроскопическом изучении видно, что на данной стадии происходит дробление крупных зерен плагиоклазов, содержащихся в породе, на более мелкие, а также развитие по границам кристаллов плагиоклаза и трещинам спайности мелкозернистого агрегата серицита.

Эта зона определяется нами как зона начальной физической дезинтеграции субстрата, и ее мощность составляет 1,5 м. Выше по разрезу количество трещин, заполненных песчаным материалом, увеличивается, порода теряет целостность и постепенно переходит в

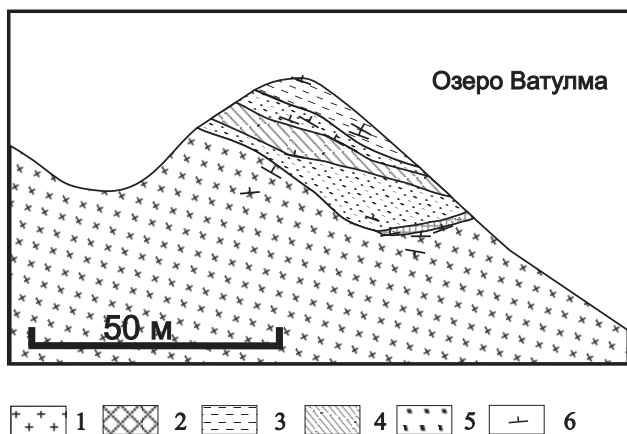


Рис. 2. Схема геологического строения детального участка Жаркий (оз. Ватулма, Лехтинская структура):

- 1 — гранит-порфиры; 2 — кора выветривания;
 3 — кварцевые метапесчаники; 4 — карбонатсодержащие метапесчаники; 5 — слюдистые сланцы; 6 — элементы залегания пород

элювиальную брекчию. Элювиальная брекчия сложена неокатанными обломками гранит-порфиров размером от 1 до 20 см, которые сцементированы мелкообломочным материалом. Количество цемента вверх по разрезу увеличивается (от 30 % в основании зоны до 70 % у верхней границы).

В цементе содержится кварц, мелкие (4—5 мм), неокатанные зерна микроклина, удлинённые чешуйки серицита и реликты кристаллов плагиоклаза размером до 20 мм, практически целиком замещённые мелкозернистым агрегатом слюды. На поверхности зерен микроклина не происходит развития вторичного слюдистого агрегата. Одним из главных новообразованных минералов элювиальной брекчии, наряду с серицитом, является кальцит, который в некоторых образцах слагает до 20 % объема породы. Кальцит присутствует в виде вторичного минерала, развивающегося по плагиоклазу, но главным образом — в виде собственных крупных (до 20 мм) почти идиоморфных кристаллов. Мощность зоны элювиальной брекчии ~2 м. В верхней части зоны количество обломков пород уменьшается, а цемента — увеличивается, границы обломков становятся трудноотличимыми от цемента.

В верхней части профиля выветривания по сравнению с субстратом заметно уменьшается количество плагиоклаза и увеличивается содержание мусковита и серицита (до 25 % от объема породы). Указанные минералы встречаются не только как вторичные минералы, развивающиеся по плагиоклазу, но и образуют линзы небольшого размера (длиной несколько сантиметров), сложенные преимущественно слюдистыми минералами и кварцем. Количество таких линз незначительно (макроскопически они не заметны). Кроме того, вверх по профилю выветривания уменьшается количество биотита и хлорита в породе. Эта зона определяется нами как кварц-серицитовая. Суммарная мощность выветренного профиля составляет 6 м.

На коре выветривания залегают метапесчаники (см. рис. 2). Граница коры выветривания и вышележащих пород постепенная: в верхней части гипергенного профиля количество обломков пород и их размер уменьшаются, а границы сливаются с цементом — порода переходит в метапесчаник. Метапесчаники представлены породами зеленовато-серого цвета, мелкозернистыми, состоящими в основном из кварца, полевого шпата и слюды. В составе породы преобладает кварц. Структура породы равномерно-зернистая, бластописефитовая. Элементы залегания сланцеватости метапесчаников: азимут простирания 230°, падение на северо-восток под углом 40°. Видимая мощность песчаников ~13—15 м.

В результате изучения искусственных шлихов в составе тяжелой фракции были определены следующие акцессорные минералы: циркон, монацит, апатит, эпидот, роговая обманка, титанит, гематит и рутил.

Полуколичественный минералогический анализ позволил выявить следующие закономерности изменения содержания акцессорных минералов при переходе от гранит-порфиров к коре выветривания: в пробах из выветренных горизонтов появляется титанит, а также увеличивается количество апатита. Вверх по разрезу от гранит-порфиров к верхней границе элювиальной брекчии увеличивается количество непрозрачных разновидностей циркона желтого цвета со сглаженной поверхностью, однако процентное содержание циркона возрастает (~ в 6 раз).

Особенности химического состава пород

В выделенных по результатам геолого-петрографического изучения зонах профиля выветривания изменение содержаний породообразующих и малых элементов подчиняется разным тенденциям (табл. 1, рис. 3). В первой зоне — зоне физической дезинтеграции субстрата — состав породы изменяется несущественно: происходит незначительное уменьшение концентрации CaO, FeO и увеличение содержания K₂O. По поведению в профиле выветривания породообразующие и малые элементы разделились на следующие группы: 1) Al₂O₃, K₂O, Rb, концентрации которых уменьшаются в основной части профиля и возрастают в линзах кварц-серицитового состава, расположенных в верхних частях профиля; 2) Na₂O — по профилю выветривания происходит уменьшение содержания этого элемента; 3) MgO, FeO и P₂O₅ — содержания их незначительно увеличиваются в коре выветривания; 4) CaO, CO₂, MnO, Zr, Cr, V, Sr и TiO₂, содержания которых по сравнению с субстратом возрастают в основной части выветренного горизонта. Изменение концентраций CaO, CO₂, MnO и MgO в профиле выветривания происходит согласованно и закономерно — в большей части профиля выветривания возрастают, а в линзах кварц-серицитового состава резко снижается.

Результаты петрографического изучения пород позволяют предположить, что основная часть CO₂, содержащегося в породах, связана с появлением карбонатных минералов. Для проверки данного предположения, исходя из измеренного содержания CO₂ в породах, было рассчитано количество CaO, эквивалентное измеренным концентрациям CO₂. Результаты расчетов свидетельствуют о том, что содержание CaO в породе меньше эквивалентного для образования чистого кальцита количества CO₂. Согласованное поведение CaO, CO₂, MnO и

**Химический состав пород предсариольского профиля выветривания
гранитоидов, озеро Ватулма, Лехтинская структура, вес. %**

Компонент	Номер пробы							
	5905	6005	6205	6105Г	6505а	6105б	6105а	03*
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	68,30	69,10	71,70	72,50	66,70	63,50	64,30	65,26
TiO ₂	0,46	0,47	0,31	0,34	0,38	0,43	0,44	1,75
Al ₂ O ₃	15,60	15,00	14,70	14,20	14,60	13,80	13,30	14,49
FeO*	2,10	1,98	1,35	1,25	1,60	2,37	2,56	5,54
MnO	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,06	0,06	0,11
MgO	0,74	0,84	0,36	0,28	0,63	1,09	1,29	1,53
CaO	1,92	2,10	1,06	0,99	4,04	5,52	5,32	1,17
Na ₂ O	4,14	4,50	4,27	4,02	3,62	2,67	1,88	0,31
K ₂ O	3,60	3,25	4,38	4,57	4,14	4,47	4,60	5,05
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,07	0,06	0,10	0,15	0,15	0,12
п.п.п.	2,90	2,58	1,72	1,76	4,14	5,85	6,05	3,52
Сумма	99,93	100,00	99,94	99,99	99,99	99,91	99,95	98,85
Rb	122,00	109,00	124,00	121,00	н.о.	159,00	187,00	н.о.
Sr	95,00	189,00	164,00	107,00	н.о.	131,00	108,00	н.о.
Zr	97,00	114,00	79,00	71,00	н.о.	115,00	182,00	н.о.
CO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	0,81	3,09	4,27	4,12	н.о.

Примечание. FeO* — пересчитанное суммарное железо; 03* — данные Т. Ф. Негруца [Негруца, 1979]; н.о. — элемент не определялся; 1—2 — субстрат; 3—4 — зона физической дезинтеграции; 5—7 — элювиальная брекчия; 8 — кварц-серцитовая зона.

MgO указывает на то, что карбонаты, содержащиеся в породе, могут быть представлены не чистым кальцитом, а магнезиальным кальцитом или доломитом.

Карбонатные минералы, кристаллизовавшиеся в профиле, являлись главным минералом, оказывающим влияние на соотношение породообразующих оксидов в анализах пород и, таким образом, способным исказить тенденции накопления—выноса компонентов. Для проверки правильности выводов о закономерностях изменения химического состава пород при формировании профиля выветривания состав породы был пересчитан на «бескарбонатную основу» — из химического состава пород было вычтено эквивалентное измеренному содержанию CO₂ (см. табл. 1) количество кальция и магния. При расчетах принималось, что MgO составляет 10 % от общего количества катионов в кальците и это соотношение одинаково для всех

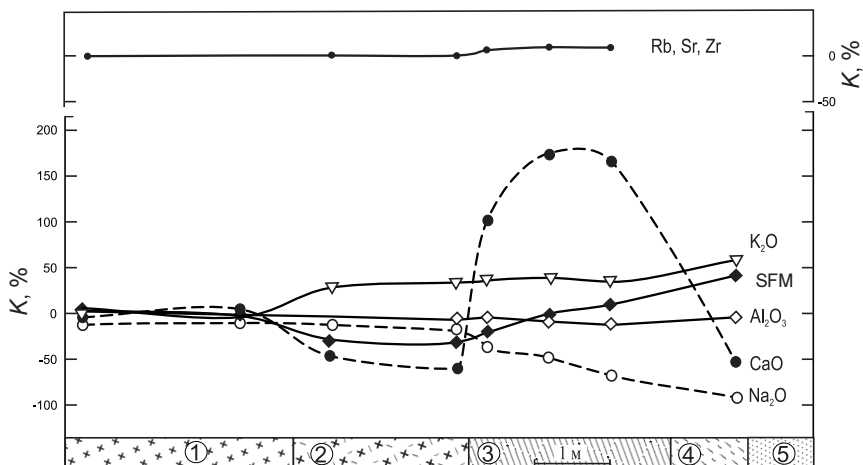


Рис. 3. Изменение химического состава пород по профилю выветривания озера Ватулма, детальный участок Жаркий, Лехтинская структура:

1 — субстрат; 2 — зона физической дезинтеграции пород; 3 — зона элювиальной брекчии; 4 — кварц-серицитовая зона профиля; 5 — кварцевые песчаники; SFM — SiO_2 , FeO, MgO; $K, \% = [(K_{\text{эл. кв}} - K_{\text{эл. суб}})/K_{\text{эл. суб}}]100$, где $K_{\text{эл. кв}}$ — концентрация элемента в выветренном образце; $K_{\text{эл. суб}}$ — концентрация элемента в субстрате

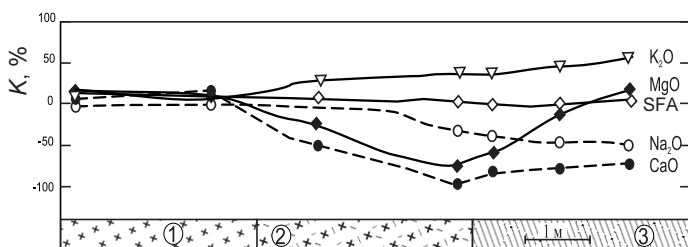


Рис. 4. Изменение рассчитанного «бескарбонатного» состава пород по профилю выветривания озера Ватулма, детальный участок Жаркий, Лехтинская структура:

1 — субстрат; 2 — зона физической дезинтеграции пород; 3 — зона элювиальной брекчии; SFA — SiO_2 , FeO, Al_2O_3

образцов из профиля. После приведения к «бескарбонатной основе» химические составы пород были пересчитаны на 100 %. По результатам был построен график (рис. 4). Сравнительный анализ приведенных «бескарбонатных составов», с исходными данными (см. рис. 3)

показал, что закономерности поведения элементов в породах несколько изменяются: 1) концентрация K_2O увеличивается во всем профиле; 2) концентрация MgO снижается в зоне физической дезинтеграции и несколько увеличивается в зоне элювиальной брекчии; 3) SiO_2 , FeO и Al_2O_3 — относительно инертные элементы в коре выветривания, их концентрации незначительно увеличиваются во всем профиле; 4) содержания CaO и Na_2O уменьшаются.

Профиль выветривания озера Паанаярви (Паанаярвинская структура, Северная Карелия)

Геолого-петрографические особенности

Изученный объект расположен на северном берегу озера Паанаярви в пределах паанаярвинской зоны Паана-Куолаярвинского синклинория (см. рис. 1). Здесь позднекумулятивные метавулканиды кислого состава минаварской свиты имеют суммарную мощность 450 м [Полеховский, 1985], а залегающий на них горизонт метаконгломератов отделяет сумийские породы Паанаярвинской структуры от сариолийских. Метаконгломераты представлены полимиктовыми, гранитными и туфогенно-осадочными разновидностями. Горизонт метаконгломератов, находящийся в основании сариолия, несогласно залегает на гранитоидах фундамента и метавулканидах кислого состава. В основании горизонта метаконгломератов при залегании их на гранитоидах фундамента диагностируются элювиальные брекчии гранитоидов, а при залегании конгломератов на толще кислых метавулканидов (риодацитов) в основании горизонта конгломератов отмечаются линзовидные участки коры выветривания (рис. 5).

Детальный участок Далекый, в пределах которого расположен изученный профиль выветривания, находится северо-восточнее озера Онтонлампи на южном склоне горы Русеакалионваара.

Кислые метавулканиды, развитые на участке исследований, представляют собой породу светло-розового цвета, средне—мелкозернистой структуры. Элементы залегания риодацитов варьируют в северных румбах: азимут простирания $35-80^\circ$, угол падения от 30 до 60° на юг. Встречаются как массивные однородные, так и порфировидные разновидности породы. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и равномерно распределены по породе. В составе породы определяются плагиоклаз (35 % от объема породы), кварц (около 30 %), мусковит и биотит, содержание которых составляет соответственно 20—23 % и 10—12 % от объема породы. Зерна плагиоклаза преимущественно имеют размер до 2 мм.

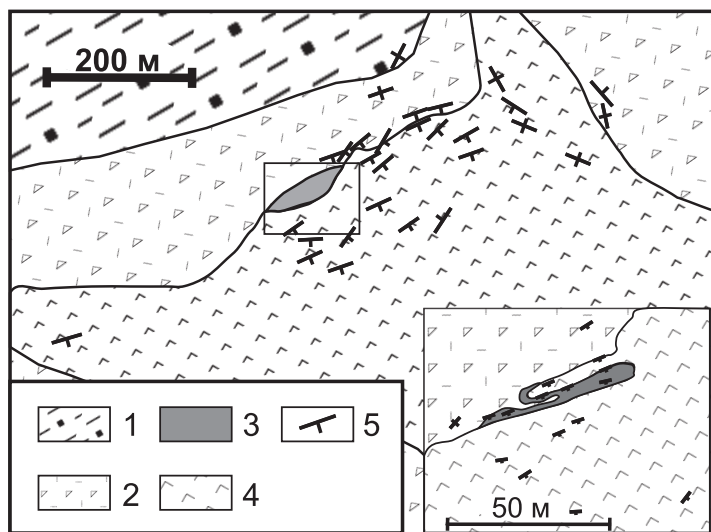


Рис. 5. Схема геологического строения детального участка Далекий (оз. Паанаярви, Паанаярвинская структура): *сарюлий*: 1 — метатуфоконгломераты; 2 — полимиктовые и гранитные метаконгломераты; 3 — кора выветривания, *сумий*: 4 — кислые метавулканыты; 5 — элементы залегания пород

Форма зерен идиоморфная, практически во всех крупных кристаллах встречаются простые двойники. Состав плагиоклаза соответствует границе альбит—олигоклаз (An № 15—23). Кварц встречается преимущественно в виде бесцветных или замутненных зерен неправильной угловатой формы. Размер зерен кварца — до 0,1 мм. Большинство зерен характеризуется волнистым погасанием. Биотит представлен чешуйками коричневого цвета, сильно плеохроирует от коричневого до почти черного цвета. Мусковит встречается в породе в виде бесцветных тонких вытянутых кристаллов размером до 0,1 мм. Текстура массивная.

Кора выветривания имеет мощность от 0,3 до 3 м (см. рис. 5). Переход от субстрата, не затронутого палеогипергенными изменениями, к коре выветривания постепенный и определяется по появлению в толще метариодацитов трещин, заполненных мелкозернистым песчаным материалом. Постепенно зона физической дезинтеграции сменяется зоной элювиальной брекчии — в породе проявляется блочная отдельность, когда отдельные валуны массивных метавулканитов отделяются друг от друга мелкозернистым, существенно обломочным материалом. В этой зоне цемент обогащен слюдами, главным образом биотитом. Также постепенно элювиальная брекчия сменяет-

ся зоной, в которой содержание существенно слюдистого цемента значительно увеличивается, а обломков пород — уменьшается. В настоящее время цемент этой зоны представлен биотитовым сланцем с обломками вулканитов и зерен плагиоклаза.

Изменения пород в профиле выветривания можно разделить на три стадии. В зоне физической дезинтеграции субстрата в зернах плагиоклаза наблюдаются микротрещины, заполненные серицитом и кремнеземом. Ко второму этапу относятся расширение трещин и дробление зерен плагиоклаза на обломки. На третьем этапе наблюдается появление карбонатных минералов в результате раскисления плагиоклаза и частичное замещение по трещинам и краям зерен агрегатом кристаллов слюды. Кальцит присутствует в породе не только как продукт разложения плагиоклазов, но в виде собственных кристаллов. В зоне наибольших гипергенных изменений практически весь плагиоклаз замещен слюдистым агрегатом. Порода сложена плагиоклазом (3 об. %), кварцем (30 об. %), кальцитом (около 5 об. %), мусковитом (32 об. %) и биотитом (30 об. %).

Для наиболее выветренной зоны коры выветривания характерна микрослоистость, выраженная в чередовании слоев, сложенных преимущественно биотитом и мусковитом, и слоев, представленных существенно преобладающими обломками кварца и обломками кристаллов плагиоклаза песчанистой размерности. Мощности этих слоев примерно одинаковы и составляют 0,5—1,5 см. Форма зерен кварца угловатая, неокатанная, размер — до 0,2 мм. Биотит и мусковит образуют агрегаты, вытянутые вдоль сланцеватости пород. На поверхности зерен плагиоклаза развиваются слюдистые минералы, в результате чего зерна становятся полупрозрачными, приобретают серый оттенок. По сравнению с материнскими породами количество крупных кристаллов плагиоклаза резко снижается, преобладают обломки кристаллов размером до 0,4 мм. Сохраняется простое двойникование.

На коре выветривания залегает горизонт метаконгломератов (см. рис. 5). В метаконгломератах количество обломков, по сравнению с корой выветривания, увеличивается и появляются гальки гранитоидов фундамента. В месте непосредственного контакта с метавулканидами конгломераты несортированные, а содержащиеся в них обломки не окатаны. Обломки разного размера (от 2 см до 1 м) составляют от 40 до 80 % объема породы. Вверх по разрезу уменьшается количество галек вулканитов и среди обломков преобладают гранитоиды. Также для метаконгломератов характерно появление галек метабазальтов. Цемент существенно слюдистый с обломками зерен плагиоклаза и кварца. Элементы залегания конгломератов: азимут простирания 50—60°, падение на юг под углом 80—90°.

Особенности химического состава пород

Результаты анализа распределения химических элементов по профилю выветривания (от материнского субстрата к наиболее выветренной зоне), приведенные в табл. 2 и на рис. 6, свидетельствуют о том, что в зоне физической дезинтеграции субстрата не происходит изменения химического состава пород.

В зоне элювиальной брекчии и в зоне с максимальным содержанием слюд породообразующие элементы разделяются на три группы: 1) Na_2O , P_2O_5 , концентрации которых снижаются в коре выветривания; 2) SiO_2 , FeO , Al_2O_3 , MgO , MnO и TiO_2 , которые ведут себя инертно или их концентрации незначительно увеличиваются; 3) K_2O , CaO , концентрации которых значимо увеличиваются в зоне профиля, характеризующейся повышенным содержанием слюды. Подобное поведение элементов согласуется с наблюдаемым в коре выветривания характером преобразования породообразующих минералов, а именно разложением плагиоклазов и увеличением содержания слюд.

Таблица 2

Химический состав пород предсариолийского профиля выветривания риодацитов, озеро Паанаярви, Паанаярвинская структура, вес. %

Компонент	Номер пробы								
	11203	11303	54903г	1504а	1504б	2104а	54903д	1504в	1504г
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	69,30	69,10	61,40	68,90	78,10	54,20	59,30	78,90	44,50
TiO_2	1,00	0,96	1,17	1,01	0,57	1,59	0,96	0,57	1,47
Al_2O_3	13,40	13,50	18,40	14,30	9,87	20,50	15,70	9,55	26,40
FeO^*	4,64	4,00	5,27	5,00	4,08	8,33	9,99	3,88	9,90
MnO	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04	0,07	0,09	0,04	0,09
MgO	1,89	0,99	1,22	1,66	0,73	1,30	2,09	0,67	1,97
CaO	0,90	1,16	1,42	1,03	1,41	1,58	1,57	0,88	2,42
Na_2O	1,00	3,16	2,87	2,09	0,75	4,29	1,70	0,97	0,85
K_2O	5,01	5,39	4,95	3,68	2,77	4,58	5,06	2,90	7,88
P_2O_5	0,29	0,29	0,38	0,27	0,10	0,47	0,20	0,10	0,06
п.п.п.	1,81	0,65	2,02	1,26	1,06	1,64	1,99	1,13	2,88
Сумма	99,31	99,25	99,16	99,25	99,48	99,56	98,65	99,59	98,42

Примечание. FeO^* — пересчитанное суммарное железо; 1—2 — субстрат; 3—5 — зона физической дезинтеграции; 6—9 — зона элювиальной брекчии и кварц-слюдистая зона.

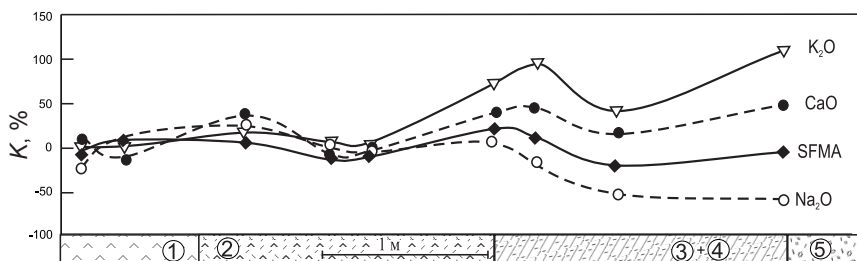


Рис. 6. Изменение химического состава пород по профилю выветривания озера Паанаярви, детальный участок Далекий,

Паанаярвинская структура:

1 — субстрат; 2 — зона физической дезинтеграции пород; 3 — зона элювиальной брекчии; 4 — кварц-слюдяная зона профиля; 5 — конгломераты, SFMA — SiO_2 , FeO , MgO , Al_2O_3

Одновременное увеличение содержаний K_2O и CaO в породах коры выветривания обусловлено формированием карбонатных минералов, которые цементируют обломки пород и минералов, и новообразованными глинистыми минералами.

Коры выветривания ятулия

Профиль выветривания озера Малое Янисъярви (Северное Приладожье, Карелия)

Геолого-петрографические особенности

Профиль выветривания расположен на северо-западном берегу озера Малое Янисъярви в зоне контакта архейских гранитогнейсов Карельской гранит-зеленокаменной области и нижнеятулийских терригенных пород. Протяженность выхода около 100 м, мощность горизонта 10—15 м. Субстрат представлен серыми и серовато-розовыми среднезернистыми гранитогнейсами, кварц-мусковит-полевошпатового состава с четко выраженной мигматитовой полосчатостью. Азимуты простирания сланцеватости пород варьируют от 330 до 40°, углы падения 70—90°. В пределах детального участка Велосипедного ориентировка структурно-текстурных элементов гранитогнейсов значительно изменяется, что, вероятно, обусловлено деформациями пород, произошедшими до формирования гипергенного профиля (рис. 7).

В составе гранитогнейсов отмечаются кварц, микроклин, плагиоклаз и биотит, а также отдельные зерна апатита и сульфидов, общее количество которых не превышает 1,5—2 %. Содержание биотита

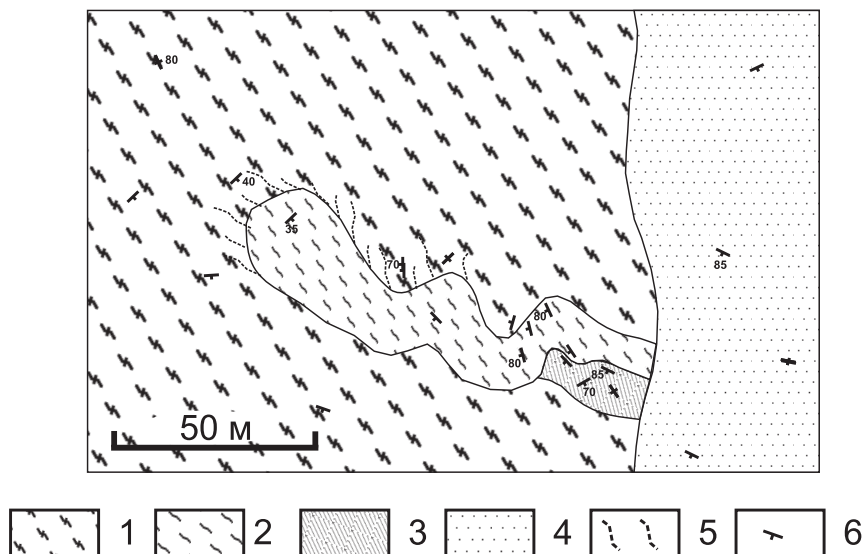


Рис. 7. Схема геологического строения предьятулийского профиля выветривания озера Малое Янисъярви, Северное Приладожье, детальный участок Велосипедный:

- 1 — гранитогнейсы КГЗО; 2 — кварц-серицитовая зона коры выветривания;
- 3 — зона элювиальной брекчии; 4 — метапесчанники и гравелиты ятулия;
- 5 — зона физической дезинтеграции пород; 6 — элементы залегания пород

в гранитогнейсах не превышает 10—12 % объема породы, содержание микроклина варьирует в пределах 7—15 %, кислого плагиоклаза (An № 17—25) — от 20 до 30 %, кварца — до 40 % объема породы. Как микроклин, так и плагиоклаз представлены крупными (до 2 мм), часто идиоморфными, кристаллами. Кварц встречается в виде крупных (до 2—3 мм) замутненных зерен неправильной формы, имеющих волнистое погасание.

По результатам геологических и петрографических исследований в строении профиля выветривания на детальном участке Велосипедном можно выделить три зоны: физической дезинтеграции пород, элювиальной брекчии и кварц-серицитовую (см. рис. 7). Переход от одной зоны к другой постепенный, резких границ не наблюдается. В зоне физической дезинтеграции пород происходит исчезновение характерной для субстрата мигматитовой полосчатости — порода становится более монотонной. Отмечается дробление пород на остроугольные обломки различного размера за счет появления системы трещин, ориентированных хаотично. Трещины заполнены материалом песчаной размерности плагиоклаз-микроклин-кварцевого

состава с небольшим количеством биотита. Минеральный состав пород и соотношение минералов, по сравнению с субстратом, при этом практически не изменяются, за исключением того, что в крупных кристаллах полевых шпатов наблюдаются трещины и сколы, возникшие при физическом выветривании породы.

В зоне элювиальной брекчии неокатанные обломки пород и минералов составляют более 50 % объема породы и цементируются мелкозернистым материалом, по составу аналогичным субстрату. Основная часть кристаллов полевых шпатов в цементе брекчии представляет собой обломки от первично более крупных кристаллов. В этой зоне практически все находящиеся в породе зерна плагиоклаза замещены мелкозернистым агрегатом мусковита. Зерна кварца характеризуются волнистым погасанием и меньшими размерами, чем в неизмененном субстрате (размер кристаллов — до 1,0—1,5 мм). Главным новообразованным минералом этой зоны является карбонат, который цементирует обломки породы и минералов.

Наиболее выветренная зона коры выветривания в настоящее время сложена агрегатом мелкозернистого серицита с незначительным количеством обломков материнских пород и резорбированных зерен кварца. Иногда порода имеет слоистую текстуру за счет чередования прослоев с различным содержанием слюды.

Серицит встречается в виде мелкочешуйчатых агрегатов, вытянутых вдоль сланцеватости пород. В породе присутствует биотит, также формирующий чешуйчатые агрегаты светло-коричневого цвета, которые слагают до 15 % общего количества слюды. Кварц представлен мелкими зернами в цементе и зернами среднего размера в небольших (несколько миллиметров) линзах. Общее содержание кварца достигает 40 % объема породы. Некоторое количество зерен карбонатных минералов отмечается и в этой зоне профиля, но его содержание здесь не превышает 5 %.

Выше по разрезу гипергенные образования сменяются ятулийскими кварцитопесчаниками с линзами гравелитов. Непосредственный контакт архейских пород и вышележащих ятулийских песчаников скрыт четвертичными отложениями. Метапесчаники имеют различный цвет — от серовато-зеленоватого до розоватого (в зависимости от содержания полевых шпатов и обломков пород).

Обломки пород, встречающиеся в гравелитовых прослоях песчаников, не окатаны и представлены в основном гранитоидами. Азимуты простираения сланцеватости пород достаточно выдержаны — от 290 до 300°, углы падения 70—80° на юг.

В составе тяжелой фракции были определены следующие акцессорные минералы: циркон, апатит, турмалин, роговая обманка, пирит и гематит.

При формировании коры выветривания происходит преобразование пирита, существовавшего в породах, в лимонит. В наиболее выветренных горизонтах профиля, по сравнению с субстратом, увеличивается содержание апатита (в 1,5—2,0 раза) и циркона (в 2,0—2,5 раза).

Особенности химического состава пород

Химический состав пород участка Велосипедного приведен в табл. 3. Физическая дезинтеграция не приводит к химическим изменениям в породах — в этой зоне концентрации элементов аналогичны концентрациям в неизменном субстрате. По тенденциям изменения содержаний химических элементов в строении профиля выделяется две зоны, которые по петрографическим данным отвечают зонам элювиальной брекчии и кварц-серицитовой зоне (см. рис. 7). Первая зона характеризуется значительным увеличением концентраций CaO и MnO (рис. 8) и снижением концентраций всех остальных компонентов, в том числе Sr.

В кварц-серицитовой зоне как главные, так и малые компоненты, разделились на три группы (см. рис. 8): 1) Na₂O, CaO и Sr — содержания этих компонентов в гипергенных образованиях снижаются; 2) SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO, MgO, Y, Zr ведут себя относительно инертно; 3) K₂O и Rb — происходит увеличение содержаний этих элементов в коре выветривания.

Так же как и для профиля выветривания озера Ватулма, для оценки корректности сделанных выводов о распределении элементов при гипергенезе была произведена коррекция концентраций элементов в породах на «бескарбонатную основу». Коррекция производилась по той же методике, что и в профиле выветривания озера Ватулма. Количество MgO в карбонате принималось равным 40 % от общего содержания катиона. Полученные в результате пересчетов составы породы были использованы для построения графика (рис. 9). Тенденции изменения концентраций компонентов (см. рис. 8) после учета содержания карбоната остаются прежними, но становятся более четкими — элементы разделились по поведению в профиле на три группы: 1) Na₂O и CaO — в гипергенных образованиях их концентрации снижаются; 2) SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO ведут себя относительно инертно; 3) K₂O и Rb — их концентрации увеличиваются в коре выветривания.

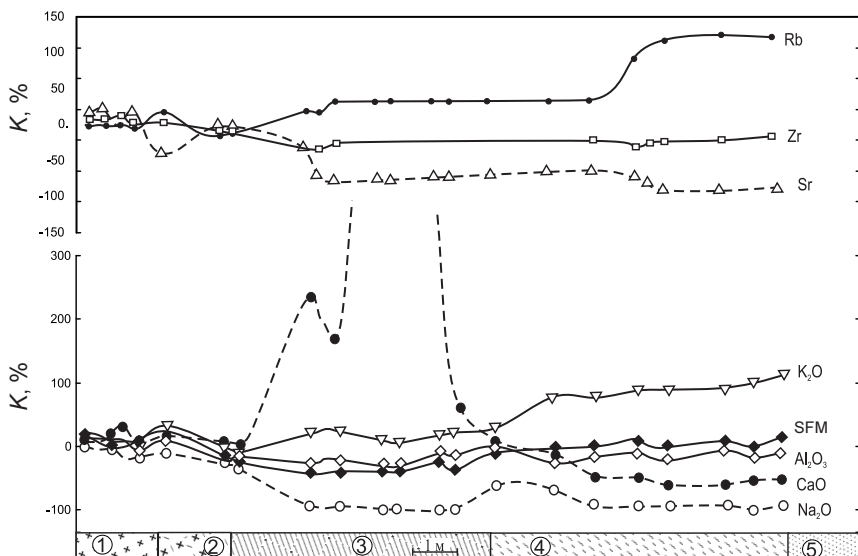


Рис. 8. Изменение химического состава пород по профилю выветривания озера Малое Янисъярви, детальный участок Велосипедный, Северное Приладожье:

- 1 — субстрат; 2 — зона физической дезинтеграции пород;
 3 — зона элювиальной брекчии; 4 — кварц-серицитовая зона профиля;
 5 — гравелиты и кварцевые песчаники; SFM — SiO₂, FeO, MgO

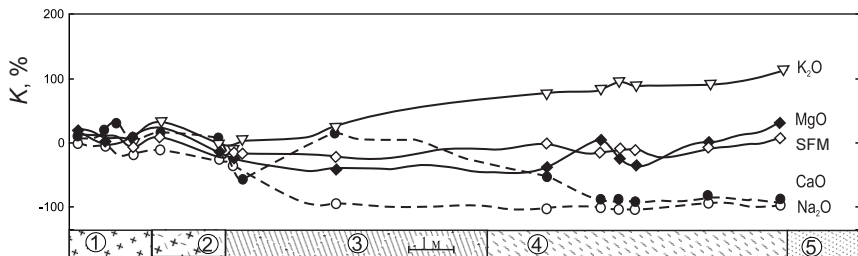


Рис. 9. Изменение рассчитанного «бескарбонатного» химического состава пород по профилю выветривания озера Малое Янисъярви, детальный участок Велосипедный, Северное Приладожье:

- 1 — субстрат; 2 — зона физической дезинтеграции пород;
 3 — зона элювиальной брекчии; 4 — кварц-серицитовая зона профиля;
 5 — гравелиты и кварцевые песчаники; SFM — SiO₂, FeO, MgO

Наблюдаемые тенденции изменения химического состава пород согласуются с результатами петрографических исследований, которые свидетельствуют о разложении плагиоклаза и увеличении концентрации слюд в кварц-серицитовой зоне профиля и карбонатов в зоне элювиальной брекчии.

Химический состав пород протерозойского профиля выветривания гранитоидов
озера Малое Янисъярви, Северное Приладожье, вес. %

Компонент	Номер пробы											
	2906	82105	82205	82205a	82205б	82005	82305	2806б	82405a	82405б	82405в	3206б
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	72,00	71,00	66,70	69,40	70,20	66,50	71,10	74,40	71,40	73,30	73,20	36,60
TiO ₂	0,31	0,47	0,70	0,53	0,49	0,64	0,36	0,17	0,32	0,32	0,31	0,08
Al ₂ O ₃	14,20	14,90	16,80	15,40	15,30	14,80	15,60	13,80	8,58	8,73	8,42	2,39
FeO*	2,50	2,13	3,29	2,65	2,66	3,80	1,82	1,95	1,57	1,25	1,63	1,65
MnO	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,07	0,02	0,03	0,11	0,10	0,11	0,47
MgO	0,82	0,69	1,40	1,02	1,00	2,84	0,78	0,79	2,91	2,24	2,95	5,54
CaO	1,00	1,65	1,71	2,53	1,66	2,62	0,97	0,77	5,84	4,99	4,89	29,10
Na ₂ O	3,89	5,29	5,17	5,06	4,95	4,25	2,91	3,54	0,21	0,14	0,19	0,02
K ₂ O	3,78	2,73	2,86	2,27	2,59	2,70	4,79	3,33	3,06	3,33	3,06	0,92
P ₂ O ₅	0,08	0,11	0,18	0,13	0,12	0,14	0,08	0,02	0,08	0,09	0,08	0,02
п.п.л.	1,16	0,80	0,77	0,66	0,62	1,10	1,34	0,92	5,66	5,33	5,02	23,10
Сумма	99,78	99,80	99,62	99,69	99,63	99,47	99,78	99,72	99,73	99,82	99,86	99,89
CO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4,54	н.о.	н.о.	н.о.
Rb	н.о.	104,00	64,00	95,00	72,00	179,00	79,00	н.о.	122,00	111,00	130,00	н.о.
Sr	н.о.	367,00	386,00	295,00	482,00	13,00	342,00	н.о.	228,00	64,00	47,00	н.о.
Y	н.о.	—	7,00	13,00	12,00	—	12,00	н.о.	7,00	7,00	15,00	н.о.
Zr	н.о.	100,00	129,00	146,00	119,00	122,00	111,00	н.о.	76,00	92,00	92,00	н.о.
Nb	н.о.	3,00	4,00	10,00	5,00		7,00	н.о.	2,00	3,00	6,00	н.о.

Компонент	Номер пробы												
	3206в	3106	3306	3506	2806а	17	18	19	81805Г	81805В	21	22	81805а
SiO ₂	18,10	64,40	75,00	67,70	65,80	67,00	68,90	69,10	74,90	68,30	64,10	68,30	64,10
TiO ₂	0,04	0,13	0,13	0,37	0,47	0,46	0,58	0,35	0,38	0,61	0,65	0,61	0,65
Al ₂ O ₃	1,05	6,36	9,86	16,30	16,50	15,10	16,00	14,80	12,80	17,10	18,00	17,10	18,00
FeO*	1,47	2,47	1,49	3,04	4,57	2,22	2,89	2,34	2,10	2,58	3,56	2,58	3,56
MnO	0,64	0,20	0,08	0,05	0,05	0,06	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,03	0,05
MgO	11,00	3,52	1,91	1,32	2,64	1,79	2,01	1,49	1,17	1,25	2,31	1,25	2,31
CaO	36,80	10,40	3,39	1,74	0,55	2,86	0,32	1,60	0,68	0,68	0,83	0,68	0,83
Na ₂ O	0,02	0,02	0,02	3,54	1,59	0,23	0,66	0,32	0,20	0,27	0,25	0,27	0,25
K ₂ O	0,14	2,79	3,70	4,00	5,52	5,57	5,85	6,44	5,26	5,90	6,65	5,90	6,65
P ₂ O ₅	0,02	0,10	0,02	0,12	0,11	0,12	0,16	0,09	0,09	0,15	0,17	0,15	0,17
п.п.п.	30,60	9,34	4,25	1,40	1,89	4,13	2,29	3,05	2,17	2,81	2,81	2,81	2,81
Сумма	99,88	99,73	99,85	99,58	99,69	99,54	99,68	99,62	99,78	99,68	99,38	99,68	99,38
CO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2,43	0,24	1,32	0,81	0,53	0,87	0,53	0,87
Rb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	83,00	187,00	165,00	245,00	222,00	190,00	222,00	190,00
Sr	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	114,00	81,00	42,00	26,00	13,00	51,00	13,00	51,00
Y	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	17,00	—	—	—	9,00	—	9,00	—
Zr	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	96,00	77,00	83,00	78,00	88,00	97,00	88,00	97,00
Nb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.

Примечание. FeO* — пересчитанное суммарное железо, «—» — элемент не обнаружен; н.о. — элемент не определяется; 1—6 — субстрат; 7—8 — зона физической дезинтеграции; 9—15 — зона элювиальной брекчии; 16—23 — кварц-серпентиновая зона.

Профиль выветривания озера Кискинлампи (Куолаярвинская структура, Северная Карелия)

Геолого-петрографические особенности

Профиль выветривания стратиграфически расположен в основании кискинлампинской свиты и находится в куолаярвинской зоне Паана-Куолаярвинской структуры на берегу озера Кискинлампи (рис. 10).

Субстрат, по которому происходит образование коры выветривания на детальном участке Москитный, представлен розовыми микроклин-плагиоклазовыми гранитами. Порода средне—крупнозернистая, массивная. Полевые шпаты в породе представлены розовым

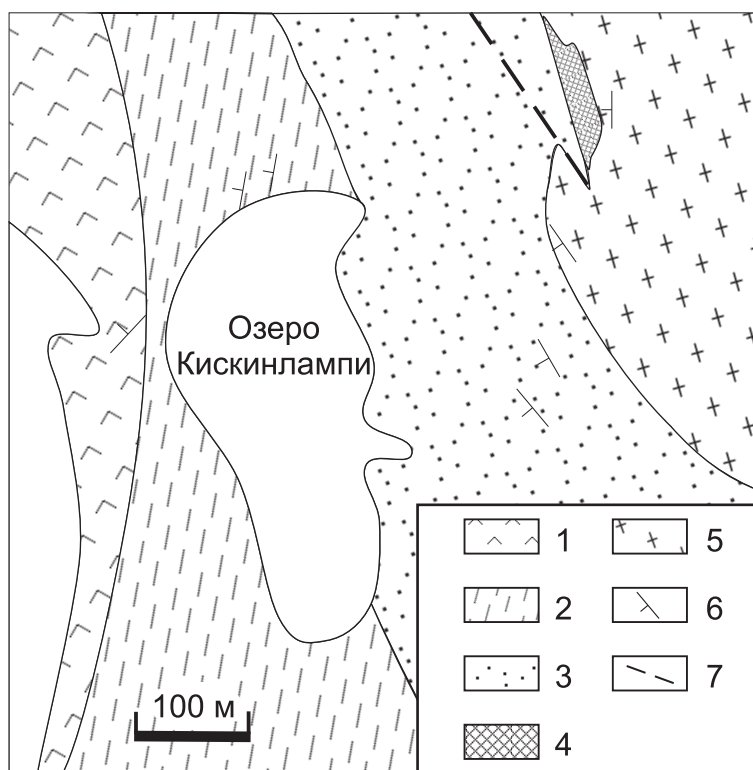


Рис. 10. Схема геологического строения района озера

Кискинлампи (детальный участок Москитный):

ятулий: 1 — метавулканы основного состава; 2 — кварциты ниваярвинской свиты; 3 — розовые среднезернистые метааркозы ниваярвинской свиты; 4 — кора выветривания; 5 — гранитоиды фундамента; 6 — элементы залегания пород; 7 — разлом

микроклином, который встречается в виде идиоморфных кристаллов, и зеленовато-серым плагиоклазом (Ап № 15—20). Кварц образует полупрозрачные, мутные зерна неправильной формы; слюда, преимущественно биотит, представлена чешуйчатыми кристаллами.

Соотношение минералов в субстрате следующее: кварц — 30 %, плагиоклаз — 25—35 %, микроклин — 15—20 %, биотит — 15—20 % от объема породы. Общая видимая мощность гипергенного профиля не превышает 10 м.

Первые признаки гипергенных изменений отмечаются по появлению в породах разноориентированных трещин, что приводит к формированию линзовидных и «валунообразных» обособлений гранитоидов, по краям которых наблюдаются зоны, более обогащенные биотитом, чем основная масса. Мощность таких биотитовых прожилок 5—15 см, размер валунов, которые они отделяют друг от друга, — до 1,0—1,5 м. На краях таких гранитных «валунов» в них образуются тонкие трещинки, расходящиеся в разные стороны (внутрь валунов), заполненные мелкозернистым мусковитом. Мощность этой зоны — около 2 м.

Большая часть гипергенного профиля в настоящее время представляет собой элювиальную брекчию, в которой основную массу породы (до 80 % объема) слагают остроугольные обломки гранитоидов субстрата, сцементированные мелкозернистым обломочным материалом, по составу сходным с субстратом. Все обломки имеют приблизительно одинаковый размер — от нескольких миллиметров до 5 см. Такой размер обломков объясняется тем, что встречающиеся в данной зоне крупные обломки гранитов разбиты трещинами на практически не соединенные друг с другом блоки, и, таким образом, все обломки становятся приблизительно одного размера.

Основная часть цемента сложена обломками зерен микроклина, кристалликами плагиоклаза и зернами кварца, с незначительным количеством слюд. В цементе главным новообразованным минералом является карбонат — в некоторых участках его количество достигает 40 % от объема цемента. При микроскопическом изучении в наиболее выветренном участке элювиальной брекчии, расположенном в верхней части профиля, наблюдаются линзы, сложенные преимущественно кварц-мусковитовым агрегатом, размер которых не превышает нескольких миллиметров. Мусковит встречается в виде отдельных игольчатых кристаллов как продукт замещения биотита, а также развивается по трещинам спайности и краям кристаллов плагиоклаза и слагает до 60 % объема линз. Игольчатые кристаллы мусковита ориентированы преимущественно вдоль длинных осей кварц-мусковитовых линз, которые в свою очередь вытянуты в одном направлении. Такое распределение линзовидных обособлений создает некое

подобие слоистости в цементе верхней части зоны элювиальной брекчии, что позволяет выделить эту часть зоны и определить ее как кварц-серицитовую.

Элювиальная брекчия вверх по разрезу постепенно сменяется конгломератами, в составе которых преобладают обломки гранитоидов. Обломки в конгломерате более окатаны, чем в элювиальной брекчии, и количество их значительно меньше. Цемент перекрывающих профиль выветривания конгломератов терригенно-карбонатный. Элементы залегания пород — азимут простирания 330—340°, падение на запад 70—75°.

Метаконгломераты открывают разрез ниваярвинской свиты и сменяются в разрезе мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, которые перекрываются розоватыми кварцитопесчаниками, а затем желтовато-серыми аркозовыми песчаниками. На данном детальном участке разрез ниваярвинской свиты ятулия завершается серыми слоистыми средне—мелкозернистыми кварцитами.

Особенности химического состава пород

В зоне физической дезинтеграции субстрата, где в породах наблюдаются появление трещин и обособление гранитных «валунов» состав практически идентичен химическому составу субстрата (табл. 4, рис. 11).

Для большей части профиля, относимой к элювиальной брекчии, характерно существенное увеличение концентраций CaO, а также MgO, MnO и K₂O относительно содержания этих элементов в субстрате. Концентрации Al₂O₃ и FeO практически не изменяются в этой зоне, а концентрация Na₂O снижается. Наиболее значительные преобразования химического состава характерны для пород из верхней части коры выветривания, в которой локализованы кварц-мусковитовые линзы (см. рис. 11). Здесь элементы разделились на три группы: 1) K₂O накапливается; 2) SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO характеризуются относительно инертным поведением — их содержания в породах незначительно изменяются в данной зоне и в профиле в целом; 3) концентрация Na₂O снижаются в коре выветривания.

Геолого-геохимические особенности палеопротерозойских кор выветривания Карелии

В строении изученных профилей выветривания, развитых по гранитоидному субстрату, независимо от времени их формирования и климатических условий, господствовавших на территории Карелии в момент их образования, отмечается ряд схожих признаков.

Химический состав пород предьятулийского профиля выветривания гранитоидов озера Кискинлампи, Куолаярвинская структура, вес. %

Компонент	Номер пробы				
	205е	205а	205б	205в	205д
	1	2	3	4	5
SiO ₂	68,60	71,70	29,30	20,40	72,20
TiO ₂	14,90	13,80	5,32	4,08	8,96
Al ₂ O ₃	0,65	0,47	0,23	0,20	0,22
FeO*	3,87	2,54	2,32	2,35	0,88
MnO	0,04	0,03	0,26	0,34	0,05
MgO	0,94	0,49	2,54	2,87	0,28
CaO	1,64	1,14	31,70	37,40	5,92
Na ₂ O	3,83	3,74	1,09	0,72	2,57
K ₂ O	4,44	4,81	1,55	1,19	3,91
P ₂ O ₅	0,15	0,09	0,07	0,05	0,08
п.п.п.	0,85	1,09	25,70	30,40	4,77
Сумма	99,90	99,90	100,08	100,00	99,84

Примечание. FeO* — пересчитанное суммарное железо; 1—2 — субстрат; 3—4 — зона элювиальной брекчии; 5 — кварц-серицитовая зона.

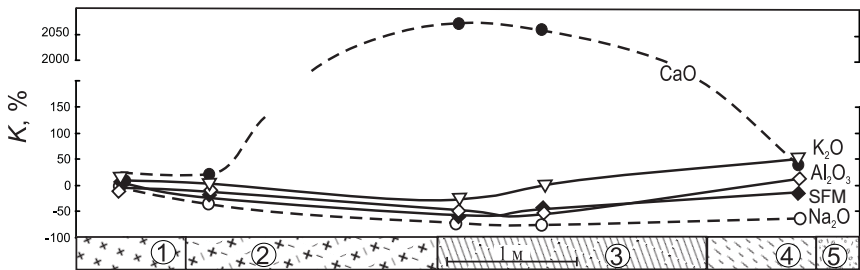


Рис. 11. Изменение химического состава пород по профилю выветривания озера Кискинлампи, детальный участок Москитный, Куолаярвинская структура:

1 — субстрат; 2 — зона физической дезинтеграции пород; 3 — зона элювиальной брекчии; 4 — кварц-серицитовая зона профиля; 5 — песчаники; SFM — SiO₂, FeO, MgO

Так, во всех рассмотренных объектах в строении гипергенного профиля отмечаются три зоны: 1) зона физической дезинтеграции субстрата; 2) зона элювиальной брекчии; 3) зона кварц-серицитового состава. Границы между зонами постепенные и определяются по степени гипергенных преобразований. Мощности зон также

различны, однако общий средний суммарный гипергенный профиль по мощности не превышает 15 м. В большинстве случаев верхняя граница коры выветривания, как и границы внутри профиля, постепенная — наблюдается плавный и постепенный переход от наиболее выветренных зон гипергенного объекта к перекрывающим отложениям.

Зона физической дезинтеграции субстрата. В этой зоне в породе происходит образование отдельных разноориентированных трещин, заполненных материалом, аналогичным субстрату по минеральному составу, но более мелкозернистым. С увеличением степени преобразования пород трещины расширяются и объединяются друг с другом, что приводит к обособлению отдельных блоков пород. Материал, vyplняющий трещины, при этом часто обогащается слюдой (обычно биотитом). Блоки представлены породами субстрата различной, в том числе линзовидной формы и характеризуются достаточно крупным размером (1—3 м).

Минеральный состав субстрата и соотношение минералов в данной зоне не изменяются за тем исключением, что содержащиеся в породах крупные кристаллы полевых шпатов раскалываются — в них появляются трещины и сколы, возникшие при выветривании породы. В наиболее выветренных участках зоны физической дезинтеграции субстрата наблюдается частичное замещение плагиоклазов по краям зерен и трещинам агрегатом кристаллов слюды.

Зона элювиальной брекчии. В этой зоне неокатанные обломки пород и минералов составляют около 50 % от объема породы. Размер этих обломков различен — от нескольких миллиметров до 50—100 см. Переход от зоны физической дезинтеграции субстрата к элювиальной брекчии постепенный — он фиксируется по увеличению количества трещин, увеличению их мощности и уменьшению количества обломков в породе. Цемент элювиальной брекчии представлен мелкозернистым песчанистым материалом, образованным при разрушении субстрата. Однако минеральный состав в цементе не соответствует минеральному составу пород субстрата: отмечается увеличение доли кварца и слюд. Главными новообразованными минералами цемента элювиальной брекчии являются карбонаты (их количество может достигать 40 % объема цемента). Карбонатные минералы цементируют обломки пород и минералов и образуют идиоморфные кристаллы. Карбонаты наблюдаются и внутри блоков субстрата как продукты раскисления плагиоклазов, но подобные изменения, вероятно, обусловлены не гипергенными, а метаморфогенными преобразованиями пород. Геохимическое изучение пород свидетельствует о том, что для этой зоны характерно увеличение содержания CaO, часто MgO и MnO, при этом остальные породообразующие компоненты или ве-

дуют себя относительно инертно, или их концентрации уменьшаются, однако изменяются незначительно в пределах зоны.

Кварц-серицитовая зона. Эта зона сложена породами, минеральный и химический состав которых наиболее преобразован при гипергенезе. Эта зона может как выделяться в профиле выветривания отдельным горизонтом (предъятулийский профиль выветривания оз. Малое Янисъярви), так и сохраняться в виде отдельных линзовидных участков в верхних зонах гипергенных профилей (предсариолийский профиль оз. Ватулма, предъятулийский профиль оз. Кискинламп). Когда зона представлена линзовидными обособлениями, размеры линз небольшие — не более нескольких сантиметров, однако их содержание в породе может достигать 60 % от объема породы. Породы данной зоны сложены преимущественно мелкозернистым мусковитом, биотитом и резорбированным кварцем с незначительным количеством обломков материнских пород. Как и для зоны, сложенной линзами, так и для отдельного горизонта, четко выраженного в разрезе, для кварц-серицитовой зоны характерна микрослоистость — чередование прослоев преимущественно из слюдистых минералов и кварц-полевошпатового материала. Мощность и выдержанность выделяемых прослоев может быть различной, в зависимости от конкретного объекта. Плаггиоклаз, характерный для пород субстрата и вышеописанных зон гипергенного профиля, в данной зоне практически не сохраняется — наблюдаются лишь псевдоморфозы мелкозернистого слюдистого агрегата по кристаллам полевого шпата.

Минералогические исследования свидетельствуют о том, что в этой зоне происходит увеличение содержания циркона (в 2—6 раз) и апатита (до 2,0—2,5 раз). При этом часто увеличивается количество мутных и корродированных зерен циркона.

Химический состав пород этой зоны характеризуется увеличением содержания K_2O и Rb и снижением концентраций остальных компонентов, особенно ярко выраженным для Na_2O , CaO и Sr. Химический состав пород зоны и наблюдаемый в настоящее время минеральный состав кварц-серицитовых зон позволяет предположить первичный глинистый состав пород с примесью остаточного кварца из субстрата. На диаграммах, позволяющих оценить минеральный состав глин по их химическому составу, фигуративные точки составов изученных пород попадают в поле иллитовых глин (рис. 12). Современные породы гипергенного генезиса, имеющие сходный химический состав, сложены главным образом слюдистыми минералами группы иллита с незначительным количеством хлорита и смектита (Климова, статья в данном сборнике). Наиболее обоснованным представляется

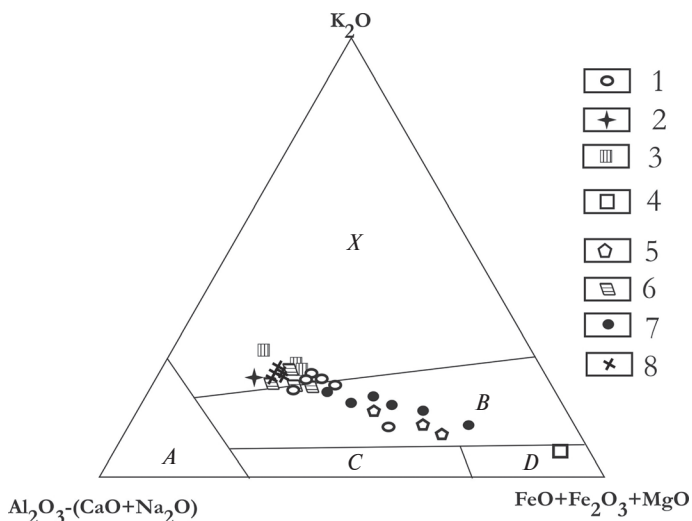


Рис. 12. Классификационная диаграмма глинистых пород по химическому составу, отображающему их минеральный состав [Сергеева, 1998]:

Поля: *A* — каолинитов; *B* — иллитов; *C* — сметкитов; *D* — хлоритов; *X* — глинистые породы, редко встречающиеся в природе. Химический состав пород из докембрийских выветренных горизонтов: *Лехтинская структура*: 1 — озеро Воронье; 2 — озеро Окуневское; 3 — озеро Ватулма; *Большезерская структура*: 4 — озеро Большозеро; *Онежская структура*: 5 — поселок Гирвас; 8 — озеро Сегозеро; *Паанаярвинская структура*: 7 — озеро Паанаярви; *Северное Приладожье*: 6 — озеро Малое Янисъярви

вывод о том, что накопление K_2O и рубидия в палеопротерозойских корах выветривания может быть обусловлено формированием аутигенных глинистых минералов группы иллита, а также смектита в наиболее выветренной зоне профилей. При метаморфизме глинистые минералы были преобразованы в мусковит и биотит. Одновременный вынос натрия и кальция обусловлен разложением плагиоклаза. Преимущественное разложение плагиоклаза, происходившее в зоне гипергенных изменений пород, практически не затрагивало калиевый полевой шпат, что также способствовало накоплению K_2O в коре выветривания. Таким образом, кварц-серицитовая зона реконструируется как глинистая зона коры выветривания.

Эти черты строения характерны для всех изученных палеопротерозойских профилей выветривания. Тем не менее, каждый из изученных объектов обладает определенными особенностями химического состава зон.

Так, в профиле выветривания озера Ватулма (детальный участок Жаркий) в зоне физической дезинтеграции субстрата происходит

незначительное снижение содержаний CaO , FeO^* и увеличение содержания K_2O , а увеличение концентрации CaO в зоне элювиальной брекчии сопровождается одновременным увеличением содержания P_2O_5 (см. табл. 1). Увеличение концентрации P_2O_5 , вероятно, связано с накоплением в профиле апатита, которое отмечается по результатам минералогических исследований.

В коре выветривания озера Малое Янисъярви (детальный участок Велосипедный) в зоне элювиальной брекчии наблюдается несогласованное поведение CaO и Sr (см. рис. 8) — здесь при увеличении содержания CaO содержание стронция уменьшается. Содержание Sr в кальците, как правило, велико и может достигать нескольких процентов, тогда как в доломите оно обычно не превышает сотых долей процента. Если бы карбонатные минералы, присутствующие в породах профиля, были представлены чистым кальцитом, следовало бы ожидать прямой корреляционной зависимости между концентрациями CaO и Sr . Отсутствие такой зависимости свидетельствуют о том, что карбонатные минералы в профиле выветривания озера Малое Янисъярви представлены магнезиальным кальцитом. Результаты исследования содержаний CO_2 в породах кор выветривания озера Ватулма и Малое Янисъярви подтверждают предположение о том, что карбонатные минералы палеопротерозойских кор выветривания представлены магнезиальными кальцитами.

Химические изменения пород в профиле предсариолийской коры выветривания озера Паанаярви характеризуются одновременным увеличением содержаний K_2O , Al_2O_3 и CaO , при этом концентрация Na_2O уменьшается. Геолого-петрографические исследования пород свидетельствуют о том, что глинистая зона коры выветривания не образует единого горизонта, а представлена маломощными линзовидными прослоями в зоне элювиальной брекчии. В связи с этим химический состав пород (см. табл. 2) представляет собой суперпозицию составов пород собственно глинистой зоны и карбонатного цемента элювиальной брекчии. В результате увеличения концентрации Al_2O_3 и K_2O формируются глинистые аутигенные минералы, а доломит кристаллизуется из гипергенного раствора, который дренировал профиль выветривания.

Таким образом, проведенные исследования кор выветривания Карелии, сформированных в различных климатических условиях и палеотектонических обстановках, позволяют реконструировать полный совокупный профиль палеопротерозойской коры выветривания (рис. 13).

Выделяемые по геолого-геохимическим признакам зоны могут быть пространственно как совмещены, так и разобщены, то есть

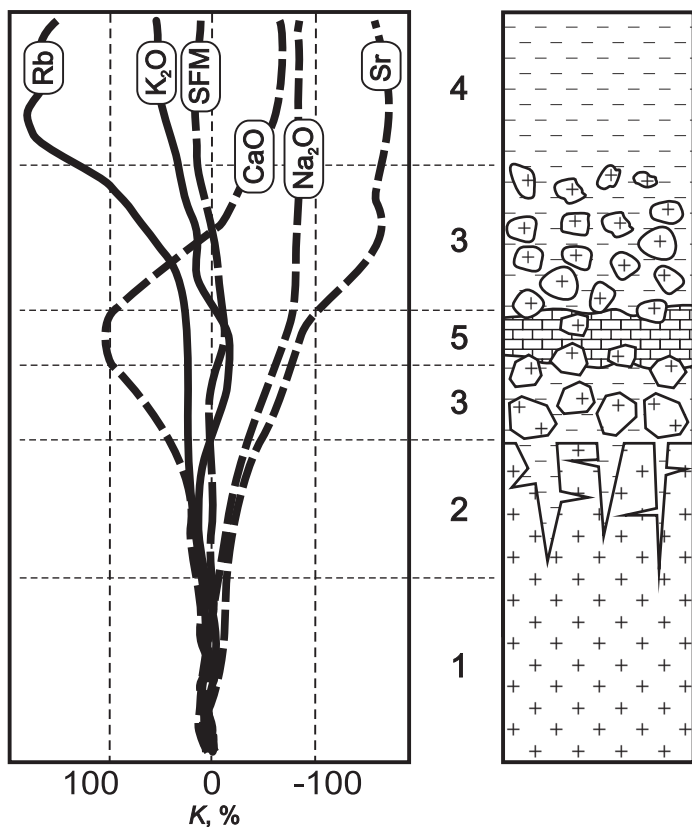


Рис. 13. Типовой разрез раннедокембрийских кор выветривания Карелии, развитых по гранитоидам, и соответствующие изменения химического состава по разрезу. Зоны:

- 1 — субстрат; 2 — зона начальной физической дезинтеграции пород субстрата; 3 — зона элювиальной брекчии;
- 4 — глинистая зона; 5 — участки развития аутигенных карбонатных минералов; SFM — SiO_2 , FeO , MgO

непосредственно в обнажении можно видеть как последовательное расположение зон, так и их наложение или неравномерное распределение относительно выветривающегося субстрата. Положение выделяемых зон относительно друг друга определялось особенностями палеогеографического положения каждого конкретного гипергенного объекта (высота территории над уровнем моря, расчлененность рельефа, степень обводненности объекта и положение «уровня грунтовых вод») в момент его формирования.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Ахмедов А. М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция / А. М. Ахмедов, Л. В. Травин, М. Тихомирова // Региональная геология и металлогения. — 1996. — № 5. — С. 84—98.

Головенко В. К. Докембрийские коры выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения / В. К. Головенко // Докембрийские коры выветривания. — М. : Наука, 1975. — С. 16—27.

Левченков О. А. Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии / О. А. Левченков [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 1994. — Т. 2, № 1. — С. 3—9.

Миллер Ю. В. Структура архейских зеленокаменных поясов / Ю. В. Миллер. — Л. : Наука, 1988. — 143 с.

Михайлов Б. Н. Рудоносные коры выветривания / Б. Н. Михайлов. — Л. : Недра, 1986. — 238 с.

Негруца Т. Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид / Т. Ф. Негруца. — Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1979. — 255 с.

Полеховский Ю. С. Сумий и сариолий в Паанаярвинской структурной зоне (Северная Карелия) / Ю. С. Полеховский // Труды ВСЕГЕИ. — 1985. — Т. 339. — С. 106—113.

Сергеева Э. И. Семейство пелитолиты — пелитовые, глинистые породы / Э. И. Сергеева // Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. — СПб. : Недра, 1998. — 352 с.

Хейсканен К. И. Палеогеография Балтийского щита в Карельское время / К. И. Хейсканен. — Петрозаводск : Изд-во КарНЦ РАН, 1990. — 128 с.

Rye R. Paleosols and the evolution of atmospheric oxygen: a critical review / R. Rye, H. D. Holland // American J. of Science. — 1998. — Vol. 298. — P. 621—672.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕР

Е. В. Климова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Докембрийские коры выветривания играли огромную роль в формировании осадочной оболочки Земли, являясь начальными продуктами экзогенной дифференциации первичного мантийного вещества и поставщиками в бассейны седиментации высоkozрелого терригенного материала, благодаря чему они — источник уникальной информации о составе и закономерностях эволюционных изменений

литосферы, атмосферы и гидросферы. К настоящему времени накоплен обширный материал по корам выветривания. В Карельском регионе Балтийского щита описано большое количество метагипергенных образований, в том числе более 30 выходов предьятулийских и ятулийских кор выветривания гранитоидных пород. Несмотря на принципиальное сходство факторов формирования докембрийских и фанерозойских профилей выветривания, древние коры выветривания характеризуются специфическим химическим и, вероятно, минеральным составом. Одним из наиболее значимых отличий является накопление калия в верхних зонах древнейших профилей выветривания [Михайлов, 1986].

Докембрийские коры выветривания, как правило, метаморфизованы, их первичные структурно-текстурные особенности и исходный минеральный состав в значительной мере или полностью изменены; поэтому выявление и изучение таких кор намного сложнее, чем изучение неизмененных кор более молодого возраста.

Образование относительно обогащенных калием кор выветривания происходит и в настоящее время в областях умеренного климата в условиях недостаточного дренажа либо при выветривании пород в условиях обильной увлажненности и активной денудации, что реализуется в областях с сильно расчлененным рельефом. В горных районах естественными природными ловушками, в которых аккумулируются смытые продукты выветривания, являются подземные карстовые полости. Современные гипергенные образования, локализованные в подземных полостях, характеризуются отложением их в непосредственной близости от области выветривания материнских пород, отсутствием в их составе аллохтонной терригенной примеси и захоронением в условиях минимальных вариаций климатических факторов. По химическому составу современные глинистые отложения пещер близки к наиболее выветренным горизонтам докембрийских кор выветривания [Климова, 2005].

Целью данного исследования является изучение особенностей минерального состава современных глинистых отложений пещер, которые представляются аналогами докембрийских палеопочв.

Методика исследований

В работе были исследованы образцы глин, локализованных в пещерах Урала (Капова (Башкортостан)) и Кавказа (Каньон (Краснодарский край), Крубера-Воронья, река Цукара (Абхазия)).

Образцы из пещеры Капова представлены мелкозернистой глинистой породой желто-коричневого цвета. В сухом состоянии глина

рассыпчатая. В образцах присутствуют обломки органического вещества размером от 0,5 до 1 мм, а также угловатые обломки силикатных и карбонатных пород размером до 3 см. Содержание глинистой фракции размером 0,001 мм в образце составляет примерно 8 % по отношению к терригенной части.

Образцы из пещеры Каньон делятся на два типа. Первый тип представлен слоистыми глинами светло-желтого цвета, в которых наблюдаются слойки оранжевого цвета. Порода пластичная. В сухом состоянии образец представлен глинистой тонкозернистой породой. Глинистая фракция размером 0,002 мм составляет 3 %. Второй тип представлен однородной тонкозернистой пластичной глиной коричневатого-желтого цвета. В сухом состоянии по трещинам наблюдается ожелезнение. Глинистая фракция размером 0,005 мм составляет 5 % от объема породы.

Образцы из пещеры Крубера-Воронья представлены тонко—мелкозернистой породой, цвет которой изменяется от светло-коричневого до светло-желтого. В отобранных образцах наблюдаются мелкие обломки органического вещества и силикатных пород размером до 1 мм. Содержание глинистой фракции размером 0,005 мм в образце составляет примерно 11 %.

Основным методом определения минерального состава современных глинистых отложений пещер был выбран рентгенофазовый анализ. Метод дифракции рентгеновских лучей является единственным методом, который позволяет точно определить состав сложных смесей глинистых минералов, включая смешанослойные сростки.

В исследованных пробах рентгенофазовым методом были определены минеральный состав и соотношение глинистых минералов в глинистой фракции.

Для изучения минералов глинистых отложений пещер методом рентгенофазового анализа необходима предварительная подготовка образцов. Приготовление препаратов происходило в несколько стадий. На первом этапе производилось измельчение проб. Основной целью измельчения являлось обеспечение максимального выхода глинистых минералов. На следующей стадии производилось выделение из пород глинистой фракции. Для того чтобы обеспечить минимальное количество терригенной примеси, пробы были подвержены воздействию различных кислот. Для устранения из глинистой фракции органического вещества, карбоната и гидроксидов железа пробы промывались раствором перекиси водорода (10 %), уксусной и лимонной кислоты. Затем глинистые отложения пещер были разделены по размерности минералов. Для этого породы сначала кипятили с 5 мл нашатырного спирта и затем отстаивали. Пелитовая фракция предпочтительно размером 0,001 мм отбиралась с поверхности

отстаиваемой пробы. Глинистая фракция образцов быстро коагулируемых глин отбиралась размером 0,002 мм или 0,005 мм.

Остаток пробы отстаивался и высушивался. Следующей стадией являлось приготовление ориентированных образцов выделенной глинистой фракции. Тонкий слой ориентируется обычно лучше, чем более толстый, приготовленный в несколько приемов. Хорошая ориентировка тонкого слоя глины получается при осаждении разбавленной диспергированной глины или при медленном высушивании нескольких капель суспензии. Для этого 200 мг глинистой фракции исследуемого вещества осаждалось на стекло диаметром 2,5 см.

Определение минерального состава проводилось методом внутреннего стандарта на приборе ДРОН-2 в рентгеновской лаборатории СПбГУ. В качестве эталона использовался кварц. Съемка производилась на Co излучении при силе тока 20 мА и напряжении 32 кВ со скоростью 2 °/с. Для изучения смешанослойных образований производилась съемка образцов глин, насыщенных этиленгликолем. Основные результаты рентгеновского исследования глинистых минералов включают в себя данные о измерении углов θ , зафиксированные на дифрактометре. Углы θ необходимо перевести в межплоскостные расстояния с помощью уравнения Брэгга—Вульфа. Для перевода значений θ в межплоскостные расстояния использовалась переводная таблица [Толкачева, 1955].

Результаты исследований

Для всех изученных образцов, независимо от места отбора, были определены следующие минералы: смешанослойное образование иллит-сметтит, где наблюдается преобладание иллитовых слоев (от 65 до 90 %) по отношению к сметтитовым (от 10 до 35 %), каолинит, хлорит, сметтит, кварц, кальцит, гидроксиды железа. В составе некоторых образцов встречаются в небольшом количестве минеральные фазы: вермикулит, гетит и цеолиты.

Наличие каолинита и хлорита в пробах определено по соответствующим им базальным рефлексам. На дифрактограммах каолинит характеризуется серией рефлексов, кратных 7,15—7,20 Е (7,20; 3,58; 2,38 Е), из которых максимальную интенсивность имеют отражения 001 и 002. Рефлекс 001 имеет повышенную интенсивность, по сравнению с другими базальными рефлексам, что связано с преимущественной ориентацией пластинчатых кристаллов в исследуемых образцах. На полученных рентгенограммах часто базальные пики каолинита и хлорита совмещены. Базальное межплоскостное расстояние хлорита равно примерно $14,2 \pm 0,2$ Е, и отражение второго по-

рядка соответствует значению $7,1 \pm 0,1$ Е. Это значение примыкает со стороны меньших значений межплоскостных расстояний к отражению 001 каолинита, однако интервал между отражениями настолько мал, что их нельзя различить в отдельности. Базальные рефлексы, по которым были определены каолинит и хлорит, имеют следующие значения: 14,20 (хлорит (001)); 7,13 (хлорит (002), каолинит (001)); 4,20 (хлорит (003)); 3,53 (хлорит (004), каолинит (002)) Е.

Минерал группы смектита устанавливается по базальному рефлексу около 14 Е природного воздушно-сухого ориентированного препарата.

Присутствие кальцита устанавливается по базальному рефлексу 3,03 Е. Кварц дает на изученных рентгенограммах отчетливую дифракционную картину и устанавливается по наиболее сильному базальному рефлексу 3,34 Е.

Смешанослойное образование иллит-смектит является главной минеральной фазой в составе изученных глин. Структура изученного смешанослойного образования неупорядоченная, в ней не соблюдается периодичность повторения переслаивающихся пакетов с различной структурой. Неупорядоченная структура выявляется по нецелочисленной серии базальных рефлексов в воздушно-сухих образцах. Значение межплоскостного расстояния меньше 10 Е указывает на присутствие иллита с небольшим количеством смектитовых слоев. Для подтверждения наличия смектита и иллит-смектитового смешанослойного образования образцы насыщались этиленгликолем. При съемке таких образцов межплоскостные расстояния смектита смещаются от значения 14 Е, характерного для воздушно-сухих образцов, к 17,2 Е.

По дифрактограммам было оценено количество компонентов в смешанослойных образованиях. Относительные количества компонентов смеси грубо оценивались на основании значений интенсивностей полученных рефлексов от слоев типа иллит-смектит при разных углах отражения (интенсивности пиков иллит-смектит от ориентированных воздушно-сухих образцов и интенсивности пиков смектита и иллита от образцов, насыщенных этиленгликолем). Исходя из интенсивностей рефлексов и величины смещения было определено содержание разбухающих пакетов, которое варьирует от 10 до 35 %.

По полученным дифракционным картинам был произведен полуколичественный анализ содержания различных минералов в глинистой фракции. Содержание кристаллических фаз, входящих в состав исследуемого образца породы, было определено путем сравнительной оценки интенсивностей дифракционных максимумов на порошковой рентгенограмме. Возможность решения такой задачи основывается на существовании зависимости интенсивности дифракционного максимума от концентрации каждой кристаллической

фазы, входящей в состав пробы. Методом подсчета интенсивностей пиков и были рассчитаны содержания глинистых минералов.

Полуколичественный анализ производился в несколько стадий. Для расчета концентрации данной фазы в образце использовалась формула $c_i = I_{ij}/F_{ij}\alpha_{ij}\beta_i$, где c_i — концентрация данной фазы в образце; i — порядок фазы; j — порядок отражения; I_{ij} — интенсивность дифракционных отражений; F_{ij} — структурный фактор минерала; α_{ij} — отношение интенсивностей пиков; β_i — коэффициент для i -й фазы, если ее 100 % в образце.

Структурный фактор минерала F_{ij} является отношением площади базального пика минерала к площади пика этого же минерала рентгенограммы, снятой при замене диафрагмы более тонкой. По полученным рентгенограммам были определены структурные факторы минералов. Для хлорита F_{ij} равен 1,6; для иллита 1,3; для каолинита и остальных минералов ~1. Далее был определен коэффициент α_{ij} (табл. 1).

Таблица 1

Значение коэффициентов α_{ij} и β_i в образцах глинистых отложений пещер

Номер образца	Коэффициенты α_{ij} и β_i	Хлорит	Иллит
1	α_{ij} (002)	1,00	0,32
	β	14,1	4,07
2	α_{ij} (002)	1,00	0,34
	β	14,1	4,07
3	α_{ij} (002)	0,90	0,36
	β	6,52	2,72
4	α_{ij} (002)	0,91	0,37
	β	6,52	2,72
5	α_{ij} (002)	1,20	0,37
	β	14,1	2,72
6	α_{ij} (002)	0,92	0,38
	β	6,52	2,72
7	α_{ij} (002)	0,89	0,30
	β	6,52	4,07
8	α_{ij} (002)	1,00	0,34
	β	14,1	4,07

Примечание. Образцы 1, 2 — пещера Капова (Урал); образец 3 — пещера Каньон (Западный Кавказ); образцы 4—7 — пещера Крубера-Воронья (Кавказ); образец 8 — река Цукара (Центральный Кавказ). Для остальных минералов, присутствующих в изученных образцах, значения β_i одинаковые для всех проб: для каолинита $\beta_i = 7,64$; для смектита $\beta_i = 70,3$; для кварца $\beta_i = 3,6$ [Дьяконов, 1984].

Коэффициент β_i для i -й фазы, если ее 100 % в образце, был взят из литературных данных [Дьяконов, 1984]. Для таких минералов, как хлорит и иллит, коэффициент β_i изменяется в зависимости от отношения интенсивностей пиков α_{ij} . Для каолинита, смектита и кварца коэффициент β_i остается неизменным.

Точное определение интенсивностей дифракционных отражений невозможно в связи с различиями межплоскостных расстояний разных минералов, присутствующих в изученных образцах (так, например, базальный пик смектита 001 примерно равен 14,2 Е, а базальный пик хлорита 001 — 14 Е и т. д.). Результаты полуколичественного анализа приведены в табл. 2.

Минеральный состав изученных образцов представлен главным образом смешанослойным образованием иллит-смектит, его процентное содержание в изученных образцах составляет от 70 до 80 %. Среднее содержание иллит-смектитового смешанослойного образования во всех изученных пробах составляет ~76 %. Каолинит и хлорит присутствуют в незначительном количестве, их среднее содержание в глинистой фракции составляет примерно 12 и 11 % соответственно (см. табл. 2). Содержание смектита во всех образцах практически не изменяется, в среднем оно составляет 1 %. Рассчитанный коэффициент α_{ij} свидетельствует о том, что иллит в изученных образцах представлен высококалийевой разновидностью. Хлорит принадлежит к железисто-магнезиальной минеральной разновидности. Также в изученных образцах кроме глинистых минералов

Таблица 2

Содержание глинистых минералов в пещерных отложениях

Номер образца	Хлорит, %	Иллит, %	Каолинит, %	Смектит, %
1	12	70	17	1
2	6	77	15	2
3	10	80	8	2
4	11	77	11	1
5	9	80	10	1
6	11	75	14	0
7	10	75	13	2
8	16	74	8	2
9	12	74	13	1
Среднее значение, %	11	76	12	1

Примечание. Образцы 1, 2 — пещера Капова (Урал); образцы 3, 4 — пещера Каньон (Западный Кавказ); образцы 5—8 — пещера Крубера-Воронья (Кавказ); образец 9 — река Цукара (Центральный Кавказ).

присутствуют кварц, среднее содержание которого в исследованных пробах составляет примерно 50 %. Кальцит встречается в отдельных пробах. Содержание кальцита во всех пробах меньше 1 %. В некоторых образцах встречаются гидроксиды железа, содержание которых также меньше 1 %.

Обсуждение результатов

В результате рентгеновских исследований было установлено, что современные гипергенные образования, локализованные в подземных карстовых полостях разных регионов, характеризуются сходным минеральным составом. Минеральный состав глинистых отложений пещер представлен иллит-сметитовым смешанослойным образованием с содержанием смектитовых пакетов не более 40 %, каолинитом, хлоритом и смектитом. Главной минеральной фазой в изученных образцах является иллит-сметитовое смешанослойное



Рис. 1. Диаграмма состава глинистых отложений системы каолинит—иллит—сметит [Сергеева, 1998]:
 1—3 — мономинеральные глины (1 — каолинитовые, 2 — иллитовые, 3 — смектитовые);
 4—6 — переходные (4 — иллит-каолинитовые, 5 — каолинит-иллитовые, 6 — иллит-сметитовые); 7—9 — полиминеральные (7 — смектит-иллит-каолинитовые, 8 — каолинит-иллит-сметитовые, 9 — иллит-каолинит-сметитовые); 10 — глины смешанного состава, где содержание каждого компонента более 20 %

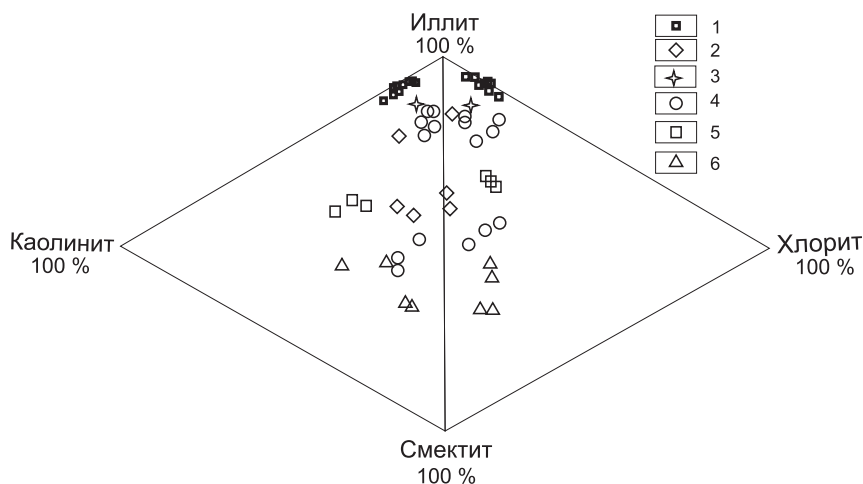


Рис. 2. Модифицированная диаграмма состава глинистых отложений системы каолинит—иллит—смектит—хлорит:

1 — глинистые отложения пещер; 2 — современные аллювиальные отложения реки Миссисипи [Грим, 1956]; 3—6 — глинистые сланцы Северной Америки (3 — протерозойского возраста; 4 — палеозойского возраста; 5 — мезозойского возраста; 6 — кайнозойского возраста) [Сергеева, 1998]

образование с содержанием разбухающих пакетов не более 40 %, содержание которого в изученных породах в среднем составляет 76 %. Иллит представлен высококалевой минеральной разновидностью. Содержание каолинита и хлорита незначительно. Хлорит в большинстве изученных проб представлен железисто-магнезиальной разновидностью. Среднее содержание хлорита в изученных породах около 11 %. Смектит, вероятно, также представлен магнезиальной разновидностью. Количество смектита в глинистых отложениях пещер мало (~1 %). Минеральный состав всех изученных образцов глин из пещер различных регионов схож. Данная особенность свидетельствует о том, что преимущественно иллитовый состав глинистых отложений пещер является отражением главных особенностей выветривания силикатных пород в условиях обильной увлажненности и активной денудации.

Для определения классификационной принадлежности глинистых отложений пещер была использована классификационная диаграмма состава глин тройной системы каолинит—иллит—смектит (рис. 1). Однако эта диаграмма не учитывает содержание хлорита, который присутствует во всех изученных образцах, поэтому для отображения состава глинистых отложений использовалась не треугольная диаграмма, а тетраэдр с вершинами каолинит—иллит—смектит—хлорит, развернутый на плоскость (рис. 2).

На модифицированной классификационной диаграмме все изученные образцы современных глинистых отложений пещер попадают в поле хлорит-каолинит-гидроалюидных глин (см. рис. 2).

В результате изучения минерального состава современных гипергенных отложений, образованных при выветривании силикатных пород, можно сделать вывод о том, что минеральный состав глинистых отложений, слагающих современные высококалийные коры выветривания, представлен главным образом иллит-сметитовым смешанослойным образованием с содержанием сметитовых пакетов не более 40 %. В незначительном количестве присутствуют также каолинит, хлорит и сметит, кроме того, в образцах глинистых отложений установлены кварц и кальцит.

Изученные породы сходны с наиболее выветренными горизонтами докембрийских кор выветривания по химическому составу и, вероятно, условиям образования. Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что главным минералом глинистой зоны докембрийских кор выветривания было иллит-сметитовое смешанослойное образование с преобладанием иллитовых пакетов.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Грим Р. Е.* Минералогия глин / Р. Е. Грим. — М., 1956. — 411 с.
- Дьяконов Ю. С.* Полуколичественное рентгенографическое определение глин (слоистых силикатов) / Ю. С. Дьяконов. — М., 1984.
- Климова Е. В.* Глинистые отложения пещер — современные аналоги древнейших гипергенных образований / Е. В. Климова, Н. А. Алфимова, В. А. Матреничев. — Сыктывкар, 2005.
- Михайлов Б. М.* Рудоносные коры выветривания / Б. М. Михайлов. — Л. : Недра, 1986.
- Сергеева Э. И.* Семейство пелитолиты — пелитовые, глинистые породы / Э. И. Сергеева // Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. — СПб., 1998. — 352 с.
- Толкачева С. С.* Таблица межплоскостных расстояний / С. С. Толкачева. — СПб., 1955.

ПЕТРОЛОГИЯ ЛЮДИКОВИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ И РААХЕ-ЛАДОЖСКОЙ ЗОНЫ. БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

А. В. Матреничев, В. А. Матреничев

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Одним из основных направлений развития современной магматической петрологии как метода геодинамических реконструкций является изучение эволюции химического состава вулканитов под действием различных петрогенетических процессов. Вулканиты обычно несут признаки изменения своего состава в магматических процессах, и определение причин таких изменений позволяет реконструировать условия образования и эволюции магматических расплавов.

Материалы и методы исследований

В статье приведены результаты изучения людиковийских вулканитов из Раахе-Ладужской зоны и Онежской структуры. Работы проводились на четырех детальных участках (рис. 1).

Химический состав пород определялся РФА в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ. Содержание лантаноидов, V, Cr, Ni и Ti в образцах вулканитов Онежской структуры и Раахе-Ладужской зоны было измерено методом ICP-MS в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ. Концентрации Zr, Y, Rb, Sr, Nb определялись методом РФА в лаборатории ИГГД РАН. Изотопный Sm—Nd анализ проводился в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН на термоионизационном масс-спектрометре Triton в статическом многоколлекторном режиме. Химическая подготовка выполнена В.Ф. Гусевой по методике ионообменного и хроматографического разделения элементов [Richard, 1976] с дополнениями, описанными в работе [Саватенков, 2004]; изотопные измерения выполнены Е.С. Богомоловым.

Геохимическое моделирование петрологических процессов основано на балансовых расчетах с использованием коэффициентов распределения редких элементов между расплавом и сосуществующими минералами. Для расчетов были использованы концентрации несовместимых редких и редкоземельных элементов, коэффициенты распределения были взяты из работ [McKenzie, 1991; Dunn, 1994; Kennedy, 1993; Sobolev, 1996; Sisson, 1994; Матреничев, 2006].

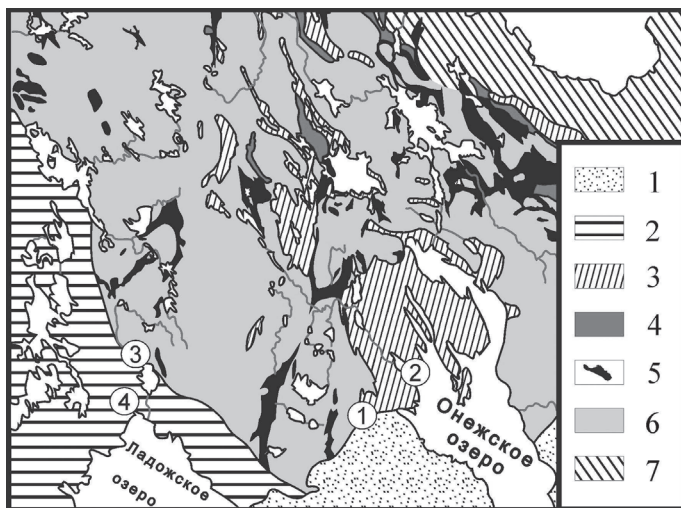


Рис. 1. Схема геологического строения Карельской гранит-зеленокаменной области [Миллер, 1988]:

комплексы пород: 1 — палеозойский платформенный чехол; 2 — свекофеннский складчатый пояс; 3 — породы ятулийского яруса; 4 — породы сумийско-сариолийского яруса; 5 — лопийские комплексы; 6 — Карельская гранит-зеленокаменная область; 7 — Беломорский пояс. Цифры в кружках — расположения детальных участков: 1 — детальный участок Ангозеро; 2 — детальный участок Суйсарь; 3 — детальный участок Крым; 4 — детальный участок Вису и Харлу

Методика моделирования происхождения вулканических серий

Моделирование процессов петрогенезиса вулканитов можно разделить на ряд последовательных этапов, которые включают в себя следующие необходимые действия.

Этап 1. Выделение и обоснование тренда эволюции химического состава серии вулканитов. Это наиболее ответственный этап работы, когда на основании комплекса геологических, петрографических, химических и других данных необходимо сделать вывод о принадлежности отдельных образцов пород к одной генетически связанной серии вулканитов, происходящих из единого начального расплава. Необходимо отбраковать образцы, состав которых изменен наложенными процессами; рассчитать уравнение линии тренда и конечные точки на этой линии.

Для расчета уравнений регрессии и конечных точек трендов используют метод «главных сечений». Применение этого метода обусловлено спецификой поведения редких элементов в геологических процессах.

Метод «главных сечений» можно рассматривать как общий случай метода наименьших квадратов применяемый, когда отсутствует функциональная зависимость поведения одного элемента от поведения другого. Расчет уравнения регрессии методом «главных сечений» подразумевает нахождение линии, демонстрирующей зависимость совместного изменения содержания двух редких элементов. Необходимо отметить, что при расчете регрессий для пороодообразующих компонентов пользуются уравнениями, описывающими нормальное распределение функции для случайной величины, тогда как при расчете регрессии для редких элементов используют уравнения для лог-нормального распределения.

Этап 2. *Определение типа процесса для эволюции химического состава вулканитов.* На основании положения, направления и длины выделенного тренда необходимо определить тип процесса, ответственного за вариации состава пород в рассматриваемой серии. Определение типа процесса аналитическими методами не всегда возможно. В таком случае может оказать помощь набор геологических данных и знание физико-химических основ поведения магматических расплавов.

Этап 3. *«Полуколичественное» моделирование эволюции химического состава пород вулканической серии.* Для определения набора минералов кумулата при кристаллизационном фракционировании удобно пользоваться графическим представлением теоретических трендов эволюции состава расплава в соответствующем магматическом процессе [Матреничев, 1991]. Для этого строится диаграмма, которая иллюстрирует изменение концентрации редких элементов в остаточном расплаве. Основой при построении такой диаграммы служат модельные расчеты дифференциации для гипотетических минеральных ассоциаций. Сравнение направления и длины природного тренда с направлением и длиной теоретических трендов позволяет полуколичественно определить минеральный состав кумулата и объемные соотношения расплава и кумулата [Лобач-Жученко, 1989].

Этап 4. *«Количественное» геохимическое моделирование.* Используя уравнения из работы [Allegre, 1978], рассчитывается доля расплава F , количественно — минеральные соотношения в твердом дифференциате и состав конечного расплава, который образовался в ходе эволюции начального расплава. В связи с тем, что результаты современных методов определения содержания как главных, так и редких компонентов горных пород характеризуются определенной погрешностью, результат расчетов представляет собой ряд значений. Таким образом, можно предположить, что критерием для корректности выполненных расчетов должна быть величина различия между рассчитанным модельным трендом и трендом для природной

вулканической серии, которая не должна превышать погрешность метода определения содержания элементов, участвующих в расчетах.

Для минимизации расчетной процедуры «количественного» моделирования используется определенная последовательность расчетов.

1. Проверка модели мономинерального кумулата. Для каждого минерала из кумулативной ассоциации, определенной на этапе «полуколичественного» моделирования, проверяется соответствие рассчитанных составов и конечных точек тренда. Проверка соответствия заключается в нахождении (методом итераций) ряда значений для степени кристаллизации ($1-F$, где F — количество остаточного расплава), при которых совпадение расчетных составов и конечных точек тренда не хуже, чем ошибка метода определения концентрации элементов, использованных для моделирования.

2. Проверка модели двуминерального кумулата. Аналогичными расчетами находят ряд соотношений для каждой возможной пары минералов кумулата.

3. «Полуколичественная» оценка минерального состава кумулата. Количественные соотношения минералов кумулата могут быть определены графическим путем, если вынести результаты предыдущих расчетов (пунктов 1 и 2) на стороны треугольника (или тетраэдра), отражающего минеральный состав кумулата.

4. Расчет минерального состава кумулата. Уточнение границ области кумулата производят прямыми расчетами для полиминерального кумулата, используя результаты «полуколичественного» моделирования (пункт 3).

Э т а п 5. *Проверка модели по пороодообразующим элементам.* Используя количественные соотношения минералов и их состав, проверяют корректность рассчитанной модели. При отсутствии определений состава порфировых вкрапленников для изучаемой вулканической серии необходимо использовать состав минералов из экспериментов с породами близкого состава в сходных термодинамических условиях.

Онежская структура

Раннепротерозойская Онежская структура расположена на юго-восточной окраине Балтийского щита, занимает площадь более 10 000 км². Она представляет собой отрицательную морфоструктуру земной коры [Куликов, 1999], вытянутую в юго-восточном—северо-западном направлении. В пределах Онежской структуры выделяются следующие надгоризонты нижнепротерозойского комплекса пород: сумийский, сариольский, ятулийский, людиковийский и калевийский. Суммарные мощности нижнепротерозойских толщ составляют от 2 км в центральной части структуры до 4 км в западном обрамлении мульды.

Отложения людиковия подразделяется на два отдела.

Нижний (заонежская свита; общая мощность от 300 до 1800 м) сложен слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными и шунгитовыми сланцами, песчаниками и известняками с горизонтами базальтов и их туфов, а также многочисленными силлами габбро-долеритов суммарной мощностью от нескольких сотен метров до 1 км.

Верхний отдел представлен суйсарским магматическим комплексом, который включает в себя осадочно-вулканогенные толщи суйсарской свиты и комагматичные им интрузивные образования: силлы, дайки, некки. Максимальные мощности сохранившейся части разреза установлены в ядре Ангозерской синклинали и, по данным бурения, составляют 389 м. Мощности силлов ультраосновного состава — до 200 м.

Людиковийские вулканические породы Онежской структуры были изучены в пределах Ангозерской синклинали (детальный участок Ангозеро), а также на острове Суйсарь, который находится в юго-западной части Кондопожского залива Онежского озера (детальный участок Суйсарь).

Детальный участок Ангозеро

Участок расположен на юго-западном берегу Кончезеро.

В разрезах суйсарской свиты выделяются четыре пачки [Куликов, 1999]: нижняя пачка сложена туффитами и туфами, переслаивающимися с потоками пикробазальтов. Она залегает без видимого несогласия на туфогенно-терригенных породах заонежской свиты. Подводящим каналом для вулканитов нижней пачки, вероятно, служил Кончезерский перидотитовый силл. Вторая пачка сложена лавами и туфами преимущественно пироксеновых и плагиопироксеновых базальтов. В третьей пачке резко преобладают пикробазальты с брекчиевидными текстурами, возраст которых составляет 1975 ± 24 млн. лет [Куликов, 1999]. В четвертой пачке преобладают агломераты плагиопироксеновых базальтов. Вверх по разрезу суйсарские вулканиты перекрываются отложениями калевия.

На детальном участке Ангозеро вулканиты представляют собой мелкозернистые однородные породы серо-зеленого цвета с реликтами подушечной текстуры. Межподушечное пространство выполнено существенно кварцевым терригенным материалом, а в центральных частях «подушек» часто наблюдаются окварцованные ядра. Для вулканитов характерна порфировидная структура. Порфиновые включения представлены моноклинным пироксеном, количество которого не превышает 3 % от объема породы. Структура основной массы гиалопилитовая, подчеркнутая микролитами плагиоклаза.

Химический состав вулканитов

Компо- нент	Детальный участок Ангозеро						Базальты		
	7099б	7099Г	7099ж	7499	9921-1	9921-2	20205	21205	22105
SiO ₂	52,08	52,10	49,63	49,83	51,79	49,96	48,30	52,40	49,50
TiO ₂	1,83	1,83	1,95	2,19	1,92	2,14	1,81	1,69	2,12
Al ₂ O ₃	12,37	12,60	13,30	13,56	12,80	12,95	7,34	15,40	14,50
Fe ₂ O ₃	15,19	14,66	14,82	14,53	15,03	16,29	10,40	9,62	11,10
MnO	0,18	0,17	0,18	0,14	0,16	0,18	0,13	0,13	0,15
MgO	4,12	4,55	5,26	5,03	4,32	5,22	10,90	5,02	8,35
CaO	7,48	7,04	7,04	6,80	7,18	7,04	12,10	8,38	5,68
Na ₂ O	4,25	4,21	3,88	2,59	4,03	3,34	1,20	3,53	4,62
K ₂ O	0,51	0,45	0,46	2,88	0,98	0,77	1,00	1,26	0,55
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,16	0,16	0,16	0,15	0,22	0,22	0,26
п.п.п.	1,20	1,80	2,80	1,70	1,40	1,30	6,50	2,27	3,11
Сумма	99,39	99,59	99,48	99,41	99,77	99,34	99,90	99,92	99,94
Cr	40	43	40	44	47	48	427	212	205
Ni	47	44	48	51	52	47	172	46	100
Y	20	21	19	21	20	20	—	—	—
Zr	160	168	145	165	157	158	—	—	—
Y*	—	—	—	—	—	—	15	21	21
Zr*	—	—	—	—	—	—	130	145	147
Ti	11 031	11 510	10 371	11 630	10 971	11 091	9652	10551	11810
La	20,20	16,40	17,30	20,50	21,20	19,50	10,90	18,50	13,22
Ce	44,80	38,80	37,70	45,05	43,60	42,00	29,00	43,60	33,40
Pr	5,68	5,00	4,71	5,72	5,61	5,23	4,15	5,21	4,51
Nd	21,70	19,90	20,00	22,90	22,90	22,10	18,50	20,80	19,40
Sm	4,66	4,60	4,69	5,15	4,63	5,04	4,61	4,45	5,09
Eu	1,35	1,16	1,25	1,51	1,55	1,31	1,45	1,29	1,57
Gd	5,56	5,20	4,62	5,39	4,81	4,93	4,93	4,25	4,70
Tb	0,73	0,76	0,64	0,75	0,73	0,70	0,71	0,63	0,76
Dy	3,78	3,96	3,70	4,28	4,08	3,96	4,31	3,62	4,50
Ho	0,77	0,83	0,72	0,84	0,81	0,77	0,82	0,71	0,86
Er	1,78	2,14	1,86	2,12	1,75	1,91	2,12	1,75	2,24
Tm	0,29	0,28	0,26	0,28	0,27	0,26	0,28	0,24	0,30
Yb	1,66	1,72	1,61	1,68	1,78	1,60	1,72	1,48	1,74
Lu	0,24	0,28	0,25	0,26	0,26	0,25	0,27	0,23	0,27

Примечание. * — элементы, измеренные РФА; «—» — элемент не определялся.

суйсарской свиты Онежской структуры

Детальный участок Суйсарь								
		Андезибазальты–андезиты						
22405	22505	20805б	20905б	21005б	21305	21705а	21705б	21805б
48,60	50,20	57,40	56,60	52,90	55,60	54,70	56,80	60,00
1,70	1,80	1,72	1,69	1,76	2,35	1,62	1,72	1,73
14,60	13,20	12,90	12,30	12,80	13,20	13,00	12,40	12,10
13,10	11,90	9,14	8,05	9,54	11,00	11,50	8,50	6,75
0,19	0,15	0,11	0,10	0,11	0,10	0,12	0,09	0,10
7,31	8,60	6,94	7,19	8,65	6,27	8,31	7,30	6,15
6,59	6,59	3,24	5,21	5,21	3,88	2,57	5,25	5,39
4,39	3,45	2,60	2,94	3,57	3,44	1,89	4,24	5,02
0,25	0,29	2,44	3,26	2,20	0,63	2,08	1,23	0,90
0,20	0,23	0,20	0,22	0,20	0,35	0,17	0,22	0,23
3,02	3,63	3,27	2,07	2,87	3,26	4,05	2,22	1,67
99,95	100,03	99,96	99,63	99,82	100,07	100,01	99,97	100,04
218	208	214	232	237	16	245	280	102
73	77	75	54	55	31	102	106	84
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
16	18	25	28	23	22	17	23	24
122	138	241	227	240	215	192	213	250
8693	9892	9352	9112	8993	9532	8087	8933	9694
13,00	16,20	28,70	22,10	26,60	23,00	24,75	28,08	28,08
34,70	38,90	57,80	52,30	54,10	54,90	49,73	58,60	58,20
4,31	4,89	7,16	6,26	6,28	6,49	5,76	6,64	6,80
17,40	20,20	27,10	24,50	24,30	26,70	21,50	24,70	26,80
4,44	4,74	5,67	5,26	4,89	5,70	4,57	5,67	6,01
1,26	1,49	1,66	1,81	1,60	1,66	1,33	1,58	1,47
4,10	4,83	5,42	5,37	5,16	5,70	4,47	5,27	5,69
0,62	0,69	0,77	0,80	0,77	0,84	0,63	0,88	0,83
3,84	4,41	4,26	4,47	4,41	4,78	3,70	4,90	4,73
0,81	0,81	0,81	0,83	0,82	0,85	0,68	0,86	0,87
1,89	2,23	2,09	2,11	2,07	2,16	1,82	2,36	2,33
0,29	0,29	0,30	0,28	0,28	0,32	0,25	0,32	0,33
1,63	1,73	1,84	1,77	1,91	1,92	1,57	1,94	1,93
0,27	0,28	0,28	0,28	0,32	0,29	0,24	0,29	0,28

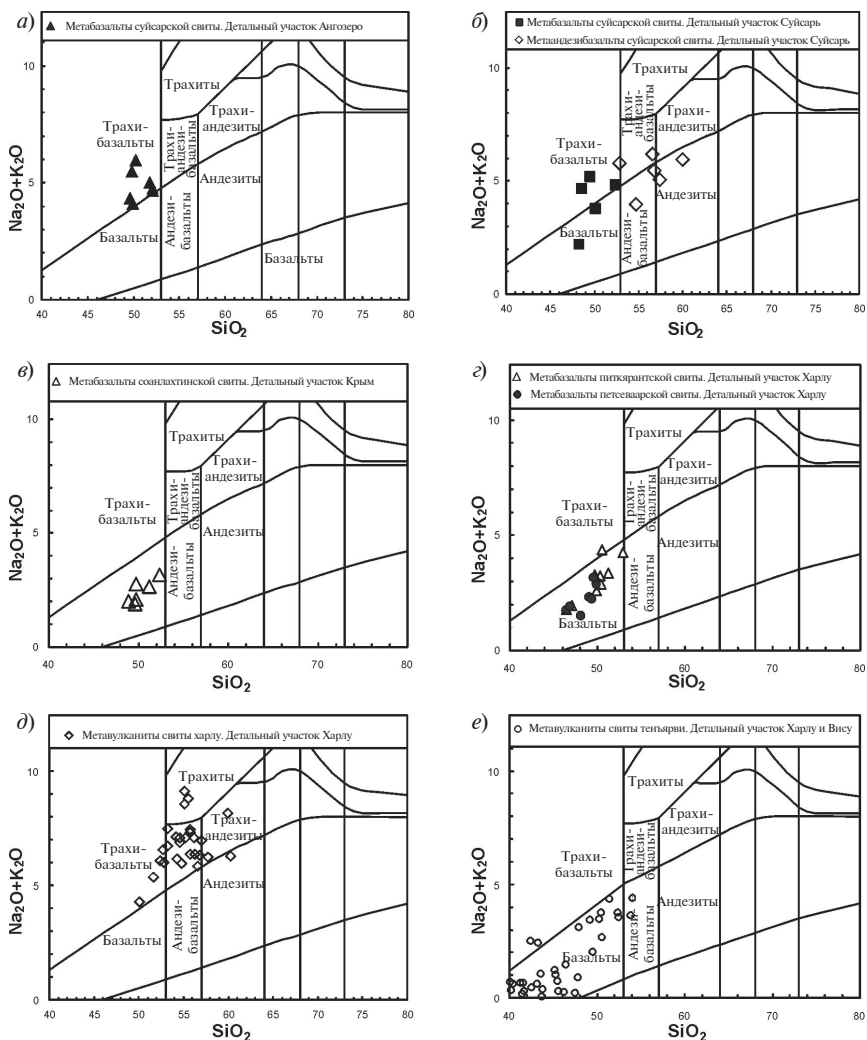


Рис. 2. Классификационные диаграммы [Классификация и номенклатура..., 1984] ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) — SiO_2 для метавулканитов Онежской структуры и Раахе-Ладужской зоны. Метавулканиты суйсарской свиты:

- a* — метабазальты detailного участка Ангозеро; *б* — метавулканиты detailного участка Суйсарь; *в* — метабазальты соанлахтинской свиты (detailный участок Крым); *г* — метавулканиты питкарнтской и петсаварской свит (detailный участок Харлу); *д* — метавулканиты свиты харлу (detailный участок Харлу); *е* — метавулканиты свиты тенъярви (detailные участки Вису и Харлу)

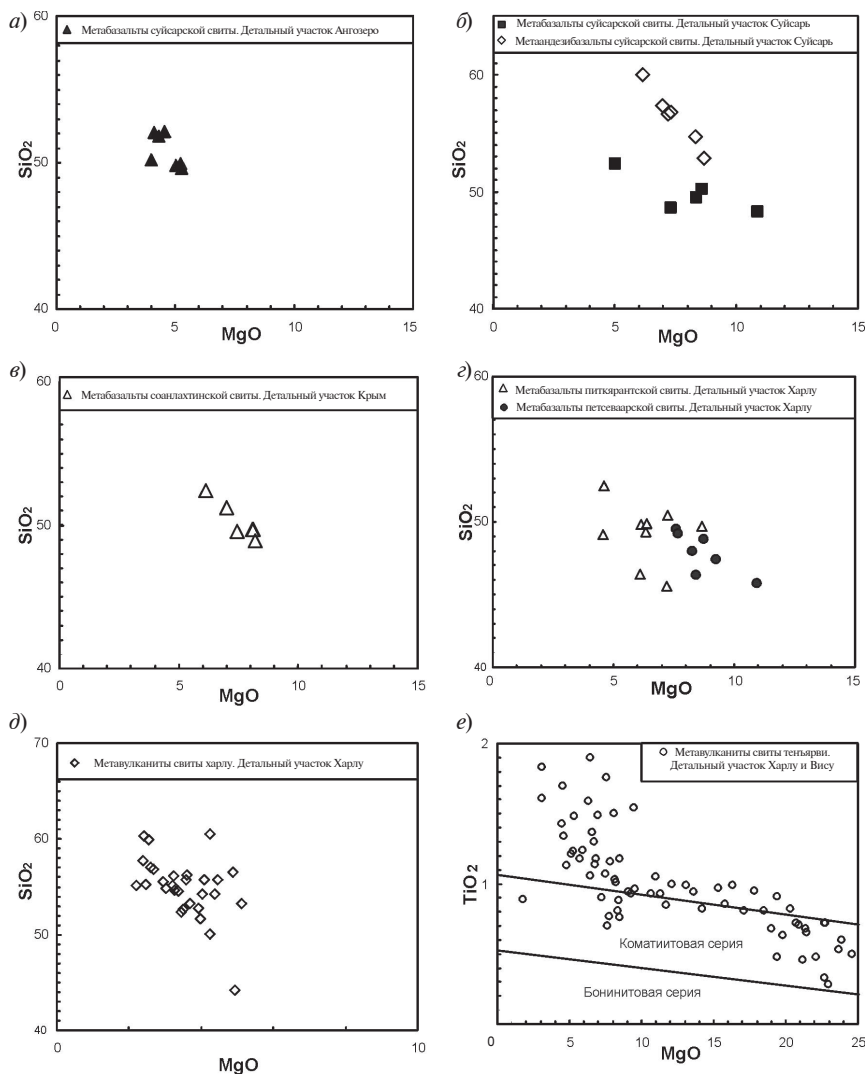


Рис. 3. Химический состав метавулканитов Онежской структуры и Раахе-Ладужской зоны. Метавулканиты суйсарской свиты: *а* — метабазальты детального участка Ангозеро; *б* — метавулканиты детального участка Суйсарь; *в* — метабазальты соанлахтинской свиты (детальный участок Крым); *г* — метавулканиты питкярантской и петсеваарской свит (детальный участок Харлу); *д* — метавулканиты свиты харлу (детальный участок Харлу); *е* — метавулканиты свиты тенъярви (детальные участки Вису и Харлу)

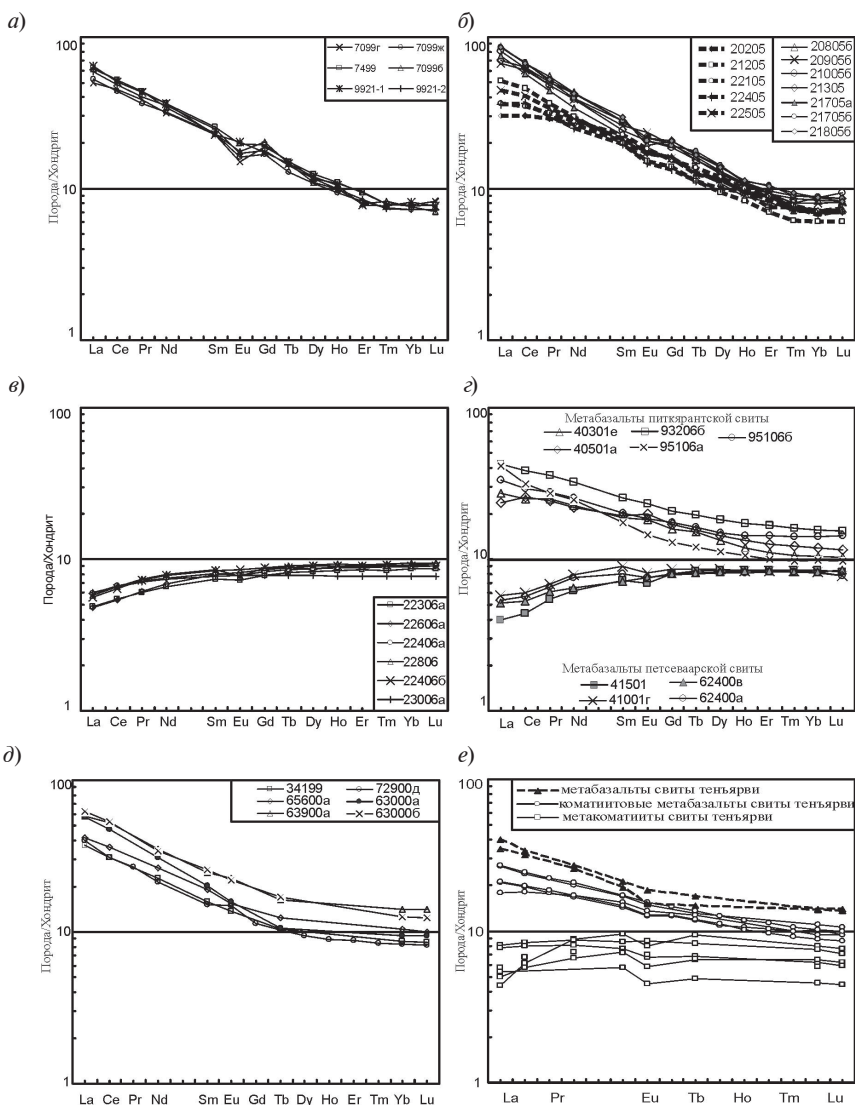


Рис. 4. Содержания редкоземельных элементов в метавулканитах Онежской структуры и Раахе-Ладужской зоны. Метавулканиды суйсарской свиты:

- a* — метабазальты детального участка Ангозеро; *б* — метавулканиды детального участка Суйсарь: сплошная линия — метаандезибазальты, пунктир — метабазальты; *в* — метабазальты соанлахтинской свиты (детальный участок Крым); *г* — метавулканиды питкярантской и петсеварской свит (детальный участок Харлу); *д* — метавулканиды свиты харлу (детальный участок Харлу); *е* — метавулканиды свиты теньярви (детальные участки Вису и Харлу)

По содержанию и соотношению породообразующих компонентов вулканиды детального участка Ангозеро относятся к базальтам повышенной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4\text{--}6\%$). Однако повышенная щелочность обусловлена высоким содержанием Na_2O ($\text{Na}_2\text{O} = 2,6\text{--}4,3\%$) при низком содержании K_2O ($\text{K}_2\text{O} = 0,45\text{--}0,98\%$), что не позволяет отнести их к трахибазальтам (рис. 2) [Классификация и номенклатура..., 1981]. Для них характерно $\text{SiO}_2 = 50\text{--}52\%$, $\text{MgO} = 4,0\text{--}5,5\%$, $\text{TiO}_2 \sim 2\%$ (табл. 1, рис. 3). Спектры распределения REE характеризуются обогащением LREE элементами ($[\text{Ce}/\text{Yb}]_N = 5,5\text{--}7,0$) при содержании HREE на уровне 7–8 нормированных единиц (рис. 4) и присутствием отрицательной Eu аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,88$).

Детальный участок Суйсарь

Участок находится на северо-восточном берегу острова Суйсарь. На стадии ранних исследований острова Суйсарь и прилегающих к нему территорий Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888) предполагал наличие на острове одного из самостоятельных вулканических центров. В разные годы на острове проводили исследования В. М. Тимофеев, М. А. Гилярова, Г. А. Лебедева, В. С. Куликов, А. П. Светов и А. И. Голубев. Современные представления о геологическом строении палеовулканической постройки острова Суйсарь включают в себя пять этапов вулканической деятельности (Вулканические постройки протерозоя Карелии, 1978). Образцы для изучения были отобраны из вулканитов всех пяти этапов вулканической активизации.

Вулканиды детального участка Суйсарь представляют собой массивные, афировые лавы, агломератовые потоки, а также лавы с подушечной текстурой. Макроскопически суйсарские вулканиды с подушечной текстурой напоминают шаровые лавы детального участка Ангозеро. В то же время микроскопическое изучение вулканитов острова Суйсарь показало наличие в них порфировых вкрапленников не только моноклинного пироксена (10–20 %), но и плагиоклаза (5 %) и оливина (5 %), который сейчас замещен серпентином.

Содержания и вариации породообразующих оксидов и редких элементов в этих вулканитах позволяют выделить среди них две вулканические серии. Первая серия представлена лавами базальтов (см. табл. 1 и рис. 2, 3). Спектры распределения редкоземельных элементов в базальтах острова Суйсарь и детального участка Ангозеро подобны и характеризуются заметным обогащением легкими лантаноидами ($[\text{Ce}/\text{Yb}]_N = 4,0\text{--}7,2$) при содержании тяжелых лантаноидов $\text{Yb} = 7\text{--}8$ нормированных единиц (см. табл. 1 и рис. 4). На диаграмме Ti–Zr фигуративные точки базальтов детальных участков Ангозеро и Суйсарь образуют единый тренд изменения химического состава (рис. 5).

Вторая вулканическая серия включает в себя лавы андезибазальтов и андезитов. Концентрации Fe_2O_3 в андезибазальтах и андезитах несколько ниже, чем в лавах первой серии и составляет 6,8—11,5 %. Эти вулканиды сильнее обогащены легкими редкоземельными элементами ($[\text{Ce}/\text{Yb}]_N = 7,2\text{—}8,7$), чем базальты. Содержание тяжелых лантаноидов также выше, чем в базальтах, и составляет 8—9 нормированных единиц. Фигуративные точки андезибазальтов и андезитов на Ti—Zr диаграмме образуют отдельный тренд, обособленный от тренда базальтов (см. рис. 5).

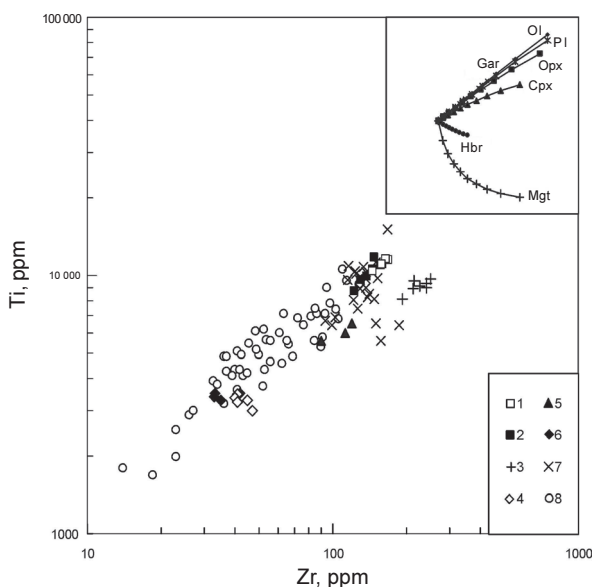


Рис. 5. Содержания редких элементов в метавулканитах Онежской структуры и Раахе-Ладужской зоны.

Метавулканиты суйсарской свиты:

- 1 — метабазациты детального участка Ангозеро, метавулканиты детального участка Суйсарь;
- 2 — метабазациты; 3 — метаандезибазальты; метавулканиты сортавальской серии: 4 — метабазациты соанлахтинской свиты, детальный участок Крым;
- 5 — метавулканиты питкьярантской свиты, детальный участок Харлу; 6 — метавулканиты петсеваарской свиты, детальный участок Харлу; 7 — метавулканиты свиты харлу, детальный участок Харлу; 8 — метавулканиты свиты тенъярви, детальные участки Харлу и Вису. На врезке показано изменение состава расплава при кристаллизационном фракционировании

Раахе-Ладожская зона

Раахе-Ладожская зона представляет собой область перехода континент—океан. Фундамент для палеопротерозойских супракрустальных толщ представлен архейскими гранитогнейсами Карельского кратона, в том числе мигматизированными микроклиновыми гранитами [Ранний докембрий..., 2005]. Палеопротерозойские супракрустальные образования представлены отложениями бассейнов, которые наиболее детально изучены в районе озера Малое Янисъярви.

Янисъярвинский синклиниорий представляет собой широкую отрицательную структуру, отличающуюся четко выраженной асимметричностью. В северо-восточном его крыле породы Карельского комплекса непосредственно перекрывают юго-западную окраину Карельского эпипрокембрийского кратона. На юго-западном крыле синклинория развита система опрокинутых к ядру сильно сжатых, часто изоклинальных, складок, осложненных на крыльях взбросами и надвигами [Ранний докембрий..., 2005].

Разрез начинается с ятулийских отложений, в основании которых расположена пачка конгломератов и гравелитов. Нижний ятулий отличается преобладанием кварцитов и кварцитопесчаников, верхний ятулий включает в себя пестроцветные доломиты и известняки с подчиненным количеством песчаников и сланцев.

Отложения людиковия представлены преимущественно биотит-кварцевыми сланцами и филлитами, сульфидсодержащими и углеродсодержащими филлитами, а также кварцитами и карбонатными породами, которые объединены в соанлахинскую свиту. В разных частях нижнепротерозойского разреза встречаются покровы, силлы и дайки базальтоидов. Эти породы прослеживаются вдоль северной границы Свекофеннского подвижного пояса и Карельского кратона и тяготеют к обрамлению гранитогнейсовых куполовидных выступов архейского фундамента. В Северном Приладожье выделяются две группы таких поднятий — Питкярантское на востоке и Сортавальское на западе.

В Сортавальской зоне людиковийские отложения объединены в сортавальскую серию. Вулканогенно-осадочные образования сортавальской серии залегают либо на нижнепротерозойских породах ятулийского надгоризонта, либо непосредственно на гранитоидах фундамента. Граниты фундамента Кирьяволахтинской структуры имеют архейский возраст $2723 \pm 5,4$ млн. лет [Вревский, 2006].

Впервые образования, сопоставимые с сортавальской серией, были выделены Седерхольмом в 1916 году, разделившим Ладожский комплекс на верхнюю песчано-сланцевую и нижнюю карбонатно-амфиболитовую

толщи. К. О. Кратц отнес верхнюю толщу Ладожского комплекса к ладожской серии, а нижнюю — к сортавальской серии [Кратц, 1963]. В дальнейшем при проведении геолого-съёмочных работ Л. Н. Потрубович и Г. В. Макарова объединили в сортавальскую серию две свиты — соанлахтинскую, залегающую в краевой части Карельского кратона, и питкярантскую, приуроченную к куполовидным выступам гранитогнейсов. Таким образом, в состав сортавальской серии объединены вулканогенно-осадочные породы, залегающие в основании разреза раннепротерозойских отложений Раахе-Ладожской зоны Свекофеннского подвижного пояса.

Породы сортавальской серии перекрываются на данной территории калевийскими толщами, представленными метатурбидитами ладожской серии. Ладожская серия образует мощный (несколько тысяч метров) осадочный покров, слагающий межкупольное пространство между выступами архейского фундамента Ладожско-Ботнической зоны. Серия имеет терригенный состав и образована в основном метапесчаниками и метаалевролитами, ритмично чередующимися друг с другом [Ранний докембрий..., 2005]. Степень метаморфизма в пределах Ладожско-Ботнической зоны возрастает от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, при этом для пород, развитых на побережье озера Малое Янисъярви, характерна наименьшая степень метаморфических преобразований [Хейсканен, 1980]. В то же время наиболее полные и представительные разрезы вулканитов характерны для Сортавальской зоны в северо-восточном обрамлении Киர்ьяволахтинской куполовидной структуры. Несмотря на высокую степень регионального метаморфизма, отвечающего амфиболитовой фации, вулканогенно-осадочные породы, как правило, сохраняют первичные литологические признаки. В излившихся вулканитах хорошо различимы реликты подушечной, кластолавовой, миндалекаменной и порфировой текстур лавовых потоков, в вулканогенно-осадочных образованиях — бомбовые текстуры туфов, слоистые текстуры туффигов и терригенных пород.

Людииковийские метавулканиты Раахе-Ладожской зоны были изучены на северном берегу озера Янисъярви (детальный участок Крым) и в пределах северо-восточного обрамления Киர்ьяволахтинской куполовидной структуры (детальные участки Харлу и Вису) (см. рис. 1).

Детальный участок Крым

Метавулканиты соанлахтинской свиты были обнаружены на западной оконечности полуострова в центральной части озера Малое Янисъярви (рис. 6).

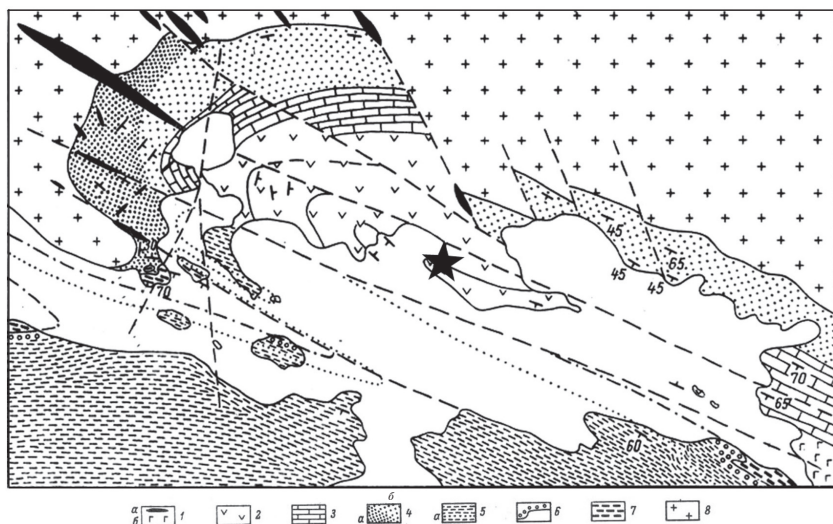


Рис. 6. Схема геологического строения озера Малое Янисъярви [Хейсканен, 1980]:

- 1 — габбро-диабазы (*а* — дайки, *б* — трещинная интрузия); 2 — эффузивные диабазы, сланцы и силлы габбро-диабазов; 3 — сланцево-карбонатные породы;
- 4 — кварциты и песчаники (*а* — темно-серые, *б* — светлые); 5 — биотит-кварцевые ритмично-слоистые сланцы с прослоями кварцитов (*а*);
- 6 — полимиктовые конгломераты; 7 — карбонатно-сланцевые породы;
- 8 — гранитоиды. Звездочкой отмечено расположение детального участка Крым

Эти породы представлены серо-зелеными амфиболитами с реликтами подушечной отдельности. Межподушечное пространство выполнено высококремнистым материалом. Достаточно часто в центральных частях подушек находится от одного до пяти карбонатно-кварцевых ядер. Подушки имеют разнообразную форму; от более-менее округлой до вытянутой с «заливами», соотношение сторон от 1:1 до 1:5. Размер подушек также разнообразен: от 10 см до 2,5 м в диаметре. Большая часть породы замещена амфиболом. Иногда в шлифе встречаются реликты порфировой структуры. Порфировые вкрапленники представлены реликтами кристаллов плагиоклаза.

На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ фигуративные точки химических анализов людиковийских вулканитов сонлахтинской свиты находятся в поле базальтов (см. рис. 2, 3; табл. 2). Спектры распределения редкоземельных элементов в базальтах детального участка Крым характеризуются заметным обеднением легкими лантаноидами ($[\text{Ce}/\text{Yb}]_N = 0,6-0,8$), в отличие от вулканитов Онежской структуры. Концентрация тяжелых лантаноидов — $\text{Yb} = 7,5-9,5$ нормированных единиц (см. рис. 2).

Химический состав вулканитов

Ком- понент	Детальный участок Крым							
	Соанлахтинская свита							
	22306а	22406а	22406б	22606а	23006а	22806	40301е	40501а
SiO ₂	52,40	49,70	48,90	49,70	51,20	49,60	49,31	50,43
TiO ₂	0,90	0,89	0,88	0,90	0,88	0,95	1,69	1,54
Al ₂ O ₃	15,00	13,80	14,30	14,20	14,10	15,10	11,64	12,99
Fe ₂ O ₃	11,00	12,80	13,00	12,40	12,20	13,10	16,72	12,96
MnO	0,17	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,23	0,21
MgO	6,11	8,13	8,21	8,08	7,00	7,46	6,33	7,25
CaO	10,10	10,90	11,20	9,68	10,70	9,48	10,07	9,48
Na ₂ O	2,98	1,85	1,78	2,61	2,40	1,69	2,33	3,11
K ₂ O	0,21	0,23	0,21	0,17	0,25	0,19	0,23	0,19
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,20	0,15
п.п.п.	0,65	0,99	0,84	1,52	0,58	1,74	0,90	1,10
Сумма	99,54	99,51	99,55	99,47	99,52	99,53	99,65	99,41
Cr	297	244	254	266	273	256	48	144
Cr*	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	55	46	48	49	52	47	45	66
Y*	13	10	19	18	13	19	25	24
Zr*	41	47	41	45	40	41	112	90
Ti	3477	2998	3237	3297	3357	3237	6000	5600
La	1,61	1,97	1,85	1,57	2,00	1,90	10,94	13,50
Ce	4,73	5,79	5,56	4,67	5,71	5,72	25,29	27,08
Pr	0,79	0,93	0,94	0,80	0,92	0,96	3,61	3,52
Nd	4,17	4,75	4,92	4,36	4,64	5,01	15,85	15,49
Sm	1,51	1,63	1,71	1,62	1,58	1,73	4,10	3,52
Eu	0,56	0,60	0,65	0,63	0,60	0,60	1,42	1,12
Gd	2,17	2,28	2,41	2,34	2,15	2,44	4,83	3,75
Tb	0,40	0,43	0,44	0,44	0,39	0,45	0,83	0,63
Dy	2,86	2,99	3,09	2,99	2,67	3,16	5,35	4,06
Ho	0,65	0,68	0,70	0,69	0,60	0,71	1,15	0,85
Er	1,93	1,98	2,04	2,01	1,74	2,08	3,21	2,34
Tm	0,30	0,31	0,32	0,32	0,27	0,33	0,50	0,36
Yb	1,91	1,96	1,99	2,01	1,70	2,09	3,02	2,17
Lu	0,29	0,31	0,31	0,32	0,26	0,32	0,46	0,33

Раахе-Ладожской зоны

Детальные участки Вису и Харлу							
Питкярантская свита			Петсеваарская свита				
93206б	95106а	95106б	62400а	62400в	41001г	41501	34199 ²
49,10	49,80	45,60	47,96	47,41	45,74	48,77	56,85
1,90	1,38	1,40	0,95	0,86	0,92	0,95	1,67
13,50	16,40	14,10	12,16	12,56	13,00	12,83	13,49
16,60	12,80	14,60	14,11	13,39	14,16	13,50	11,33
0,23	0,21	0,25	0,21	0,22	0,23	0,19	0,16
4,56	6,14	7,21	8,27	9,25	10,93	8,75	2,34
9,60	7,40	13,20	11,78	13,25	11,67	11,49	5,97
2,65	3,10	0,82	1,99	1,23	1,49	2,07	5,92
0,60	1,22	0,92	0,26	0,25	0,22	0,14	0,22
0,16	0,10	0,08	0,06	0,05	0,05	0,06	0,44
0,67	0,92	1,24	1,80	1,40	1,40	0,80	1,10
99,56	99,46	99,42	99,55	99,87	99,81	99,55	99,49
56	159	179	242	355	285	228	—
—	—	—	—	—	—	—	—
31	33	48	140	153	212	127	—
25	—	—	20	21	21	21	—
120	—	—	33	35	33	42	—
6535	5156	5216	3500	3300	3400	3500	—
14,00	7,79	8,90	1,31	1,69	1,78	1,89	12,20
33,26	20,87	22,68	3,82	4,61	4,96	5,20	26,73
4,63	2,99	3,24	0,71	0,80	0,86	0,89	—
20,30	13,80	14,20	3,90	4,08	4,79	4,96	14,24
5,11	3,90	3,81	1,47	1,46	1,64	1,82	3,21
1,79	1,37	1,41	0,53	0,58	0,58	0,63	1,06
5,69	4,56	4,34	2,21	2,23	2,18	2,38	—
0,98	0,78	0,73	0,42	0,40	0,40	0,43	0,52
6,28	4,90	4,55	2,91	2,83	2,80	2,93	—
1,33	1,03	0,92	0,66	0,64	0,63	0,64	—
3,78	2,83	2,49	1,92	1,87	1,86	1,88	—
0,56	0,43	0,37	0,30	0,29	0,29	0,29	—
3,43	2,61	2,31	1,87	1,81	1,78	1,82	1,90
0,52	0,39	0,35	0,28	0,29	0,27	0,26	0,29

Ком- понент	Детальные участки Вису и Харлу						
	Свита харлу						
	63000a ²	63000б ²	63900a ²	65600a ²	72900д ¹	47001б ¹	71805 ¹
SiO ₂	55,38	53,99	56,16	54,24	54,09	52,20	53,70
TiO ₂	1,82	1,81	1,69	1,61	1,37	1,48	1,61
Al ₂ O ₃	13,11	14,13	15,49	15,20	17,78	15,10	12,80
Fe ₂ O ₃	12,81	13,19	9,41	11,62	10,33	13,60	17,10
MnO	0,19	0,17	0,18	0,13	0,13	0,20	0,23
MgO	3,54	3,22	2,55	2,42	3,16	5,34	3,08
CaO	4,90	4,89	5,51	5,44	2,42	6,84	6,74
Na ₂ O	4,42	5,70	6,53	6,05	6,79	4,52	2,53
K ₂ O	1,83	1,11	0,31	0,89	1,61	0,44	1,66
P ₂ O ₅	0,46	0,65	0,66	0,56	0,48	0,19	0,16
п.п.п.	1,10	0,60	0,90	1,30	1,80	0,15	0,32
Сумма	99,56	99,46	99,39	99,46	99,96	100,05	99,93
Cr	—	—	—	—	—	45	62
Cr*	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	39	186
Y*	22	25	27	25	20	—	—
Zr*	116	134	124	115	139	—	—
Ti	—	—	—	—	—	8813	7913
La	18,75	20,40	19,10	13,80	13,13	17,20	13,60
Ce	41,20	46,10	45,20	31,35	26,94	39,70	28,80
Pr	—	—	—	—	3,48	5,40	3,63
Nd	19,50	21,59	22,30	16,56	13,52	23,30	14,60
Sm	4,11	5,19	4,99	3,85	3,06	5,30	3,62
Eu	1,21	1,69	1,75	1,19	1,14	1,61	1,15
Gd	—	—	—	—	3,16	5,20	4,09
Tb	0,53	0,85	0,81	0,62	0,51	0,81	0,70
Dy	—	—	—	—	3,23	4,93	4,62
Ho	—	—	—	—	0,69	1,00	1,00
Er	—	—	—	—	1,97	2,80	2,84
Tm	—	—	—	—	0,30	0,42	0,44
Yb	2,08	2,78	3,11	2,30	1,83	2,51	2,73
Lu	0,32	0,42	0,48	0,34	0,28	0,36	0,42

Примечание. * — элементы, измеренные РФА; «—» — элемент не определялся; ¹ REE измерены ICP-MS; ² REE измерены ИНАА.

Свита тенъярви							
67800 ¹	67900 ¹	88400а ²	88500 ¹	13399б ²	13399д ²	11899в ²	32399а ²
52,39	50,49	51,42	47,96	43,70	40,10	41,26	40,16
1,18	1,30	1,16	1,14	0,33	0,91	0,71	0,65
12,09	12,72	11,60	10,42	7,67	10,78	9,58	9,72
14,17	15,71	13,81	14,81	12,73	15,09	14,13	14,43
0,19	0,22	0,19	0,23	0,15	0,18	0,18	0,16
5,71	6,74	7,80	6,78	22,68	19,40	20,89	21,44
9,02	7,95	8,05	12,11	7,44	7,67	8,05	7,64
3,61	3,55	4,25	2,92	0,05	0,62	0,58	0,29
0,14	0,18	0,10	0,17	0,01	0,08	0,05	0,02
0,12	0,12	0,11	0,10	0,02	0,07	0,07	0,06
1,30	0,90	1,50	3,10	—	—	—	—
99,92	99,88	99,99	99,74	94,78	94,90	95,50	94,57
—	—	—	62	—	—	—	—
—	—	—	—	1939	1742	2097	1266
—	—	—	—	—	—	—	—
17	22	20	22	9	12	12	12
93	98	82	72	23	46	37	33
—	—	—	—	—	—	—	—
6,85	8,95	5,88	6,93	1,77	2,65	2,54	1,64
16,94	21,25	15,59	17,12	—	7,30	6,90	5,00
2,33	2,92	—	2,42	—	—	—	—
10,56	13,23	10,78	10,89	—	5,50	5,10	4,20
2,92	3,50	3,16	2,97	1,17	1,72	1,56	1,47
0,97	1,19	1,05	0,98	0,35	0,66	0,52	0,45
3,46	4,03	—	3,52	—	—	—	—
0,59	0,67	0,63	0,59	0,24	0,41	0,34	0,32
3,71	4,31	—	3,81	—	—	—	—
0,81	0,91	—	0,79	—	—	—	—
2,33	2,55	—	2,18	—	—	—	—
0,35	0,38	—	0,32	—	—	—	—
2,24	2,24	2,08	1,95	1,00	1,66	1,37	1,42
0,32	0,34	0,32	0,29	0,15	0,24	0,20	0,21

Начальные и конечные точки трендов вариаций химического состава вулканических серий, использованные для геохимического моделирования

Серия	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Ti	Zr	Y	Cr	Sr
Онежская структура, детальный участок Ангозеро														
Суйсарская, начальная	17,30	37,70	20,00	4,69	1,25	4,62	3,70	1,86	1,61	10371	145,0	18,6	40,5	—
Конечная	20,50	45,05	22,90	5,15	1,51	5,39	4,28	2,12	1,68	11630	165,0	20,8	44,2	—
Онежская структура, детальный участок Суйсарь														
Суйсарская, начальная	9,15	22,30	13,60	3,67	1,16	3,62	3,29	1,73	1,35	7973	104,0	13,8	—	—
Конечная	13,22	33,40	19,40	5,09	1,57	4,70	4,50	2,24	1,74	11810	147,0	21,1	—	—
Суйсарская, начальная	24,75	49,73	21,50	4,57	1,33	4,47	3,70	1,82	1,57	8087	191,9	17,0	245,0	—
Конечная андезибазальты	28,08	58,20	26,80	6,01	1,47	5,69	4,73	2,33	1,93	9694	250,1	23,8	277,0	—
Северное Приладожье, детальный участок Крым														
Соанлахтинская, начальная	1,61	4,73	4,17	1,51	0,56	2,17	2,86	1,93	1,91	3477	41,0	—	297,0	119,7
Конечная базальты	1,97	5,79	4,75	1,63	0,60	2,28	2,99	1,98	1,96	2998	47,0	—	244,0	97,0
Северное Приладожье, детальные участки Харлу и Висеу														
Петсеваарская, начальная	1,31	3,82	3,90	1,47	0,53	2,21	2,91	1,92	1,87	5695	33,3	20,0	—	—
Конечная базальты	1,89	5,20	4,96	1,82	0,63	2,38	2,93	1,88	1,82	5695	41,8	21,0	—	—
Теньярви, начальная	4,48	11,20	7,50	2,26	0,83	—	—	—	—	1,68	563,5	53,5	19,5	—
Конечная базальты	6,24	16,00	10,89	2,97	0,98	—	—	—	—	1,95	6834	72,0	22,0	—

Примечание. «—» — элемент не использовался в расчетах ввиду отсутствия данных.

На бинарных диаграммах (см. рис. 3, 5) фигуративные точки для вулкаников соанлахтинской свиты образуют единый тренд изменения химического состава. Химические составы начальной и конечных точек этого тренда указаны в табл. 3. Направление и длина тренда изменения химического состава вулканической серии базальтов, а также характер распределения пороодообразующих оксидов и малых элементов свидетельствуют о том, что изменение химического состава вулканической серии обусловлено процессом кристаллизационного фракционирования.

Детальные участки Харлу и Вису

Исследования, проводимые на данной территории, дают возможность уточнить имеющуюся стратиграфическую схему для пород сортавальской серии [Матреничев и др., 2004]. Детальное геологическое картирование и изучение вещественного состава позволяют разделить вулканиды сортавальской серии северо-восточного обрамления Кирьяволахтинской куполовидной структуры на четыре свиты — питкьярантскую, петсеваарскую, харлу и тенъярви. Нижняя часть разреза наиболее полно представлена в пределах детального участка Харлу (рис. 7).

Однако верхняя часть разреза на данном участке сильно редуцирована. Наиболее хорошо сохранившаяся верхняя часть разреза представлена на детальном участке Вису (рис. 8).

Питкьярантская свита. Название для нижней питкьярантской свиты связано с исторически сложившимся названием этих пород в литературе. В основании свиты залегают слоистые карбонатные породы, которые перекрываются углеродсодержащими алевролитами, переслаивающимися с аркозовыми песчаниками. Выше залегают metabазальты, метаморфизованные до крупнозернистых амфиболитов. Эти породы интродуцированы метагаббро. Вулканические породы питкьярантской свиты по содержанию главных пороодообразующих компонентов могут быть отнесены к базальтам (см. табл. 2 и рис. 2). Содержание и соотношения редких элементов характеризуются плоским спектром распределения редкоземельных элементов с небольшим обогащением LREE ($[Ce/Yb]_N = 1,2-3,5$) при содержании тяжелых редкоземельных элементов на уровне 10—14 нормированных единиц.

Петсеваарская свита. Породы петсеваарской свиты залегают выше. Название обусловлено тем, что наиболее представительный разрез находится на горе Петсеваара. В основании свиты находятся аркозовые кварциты и кварцитопесчаники, которые перекрываются углеродсодержащими алевролитами, переслаивающимися с граувакками. Выше залегают базальты с подушечной отдельностью. На классификационной диаграмме вулканиды свиты петсеваара располагаются

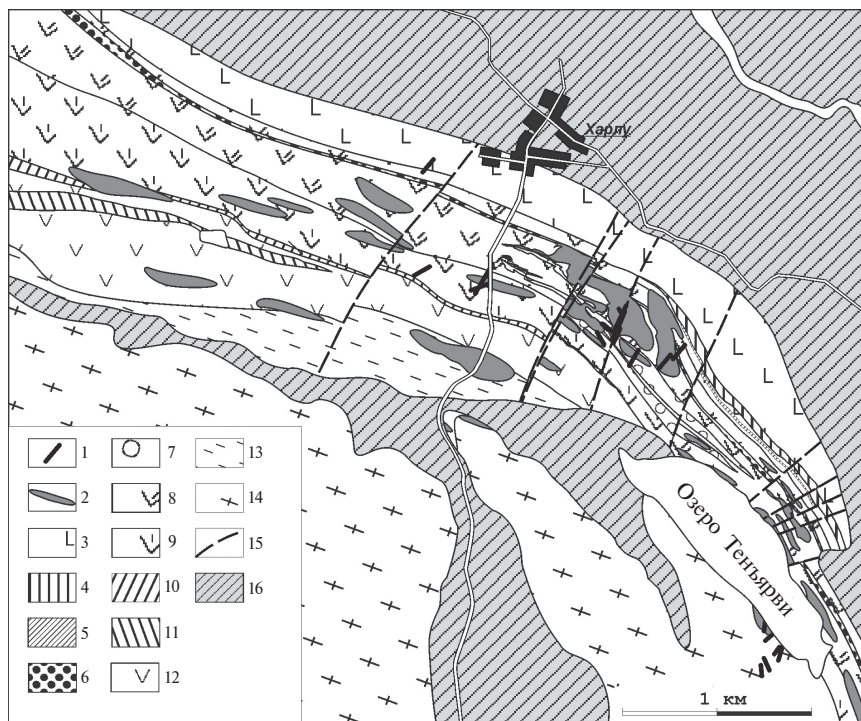


Рис. 7. Схема геологического строения детального участка Харлу:
 1 — дайки плагиогранитпорфиров; 2 — интрузии метагабброидов; свита теньярви: 3 — коматиитовые и толеитовые метабазальты; 4 — коматиитовые металавы и метатUFFы; 5 — туфоконгломераты; свита харлу: 6 — пирокластический горизонт; 7 — туфит-конгломераты; 8 — андезибазальтовые метапорфиры; петсееварская свита: 9 — метабазальты с подушечной отдельностью; 10 — углеродсодержащие туфиты; 11 — кварцитопесчаники; питкьянтская свита: 12 — афировые метабазальты; 13 — углеродсодержащие метаалевролиты и кварцитопесчаники; 14 — гранитогнейсы Кирьяволахтинской куполовидной структуры; 15 — разрывные нарушения; 16 — четверичные отложения

в поле базальтов. Для них характерна обогащенность $MgO = 7,5\text{--}11\%$ и обедненность $TiO_2 = 0,9\text{--}1,2\%$ по отношению к вулканитам питкьянтской свиты. В отличие от вулканитов питкьянтской свиты содержание и соотношения REE характеризуются плоским спектром распределения, с небольшим обеднением LREE ($[Ce/Yb]_N = 0,5\text{--}0,8$) при содержании тяжелых редкоземельных элементов на уровне $8,0\text{--}8,5$ нормированных единиц (см. табл. 2 и рис. 4). На Ti—Zr диаграмме фигуративные точки базальтов соанлахтинской и петсееварской свит образуют единый тренд изменения химического состава.

Для определения возраста базальтов петсеваарской свиты была изучена Sm—Nd изотопная система. Изохронный возраст этих вулканитов составляет 2213 ± 30 млн. лет при начальном $\epsilon Nd = 3,6$ (рис. 9).

Свита харлу. На породах петсеваарской свиты с признаками размыва залегают породы свиты харлу. Название свиты связано с тем, что наиболее полный и представительный разрез находится вблизи поселка Харлу. В основании разреза залегают вулканогенно-осадочные породы основного состава с линзами туфоконгломератов и полимиктовых конгломератов. Состав излившихся и вулканокластических пород варьирует от трахиандезибазальтов до трахитов, с преобладанием трахиандезитов и трахитов вблизи эруптивного центра. Вулканиты свиты харлу заметно обогащены LREE ($[Ce/Yb]_N = 4-5$) при содержании тяжелых лантаноидов на уровне $Yb = 9-14$ нормированных единиц (см. табл. 2 и рис. 4).

Для определения возраста вулканитов подсвиты харлу была изучена Sm—Nd изотопная система. Изохронный возраст для этих вулканитов составляет 2069 ± 31 млн. лет при начальном $\epsilon Nd = -4$ (рис. 10).

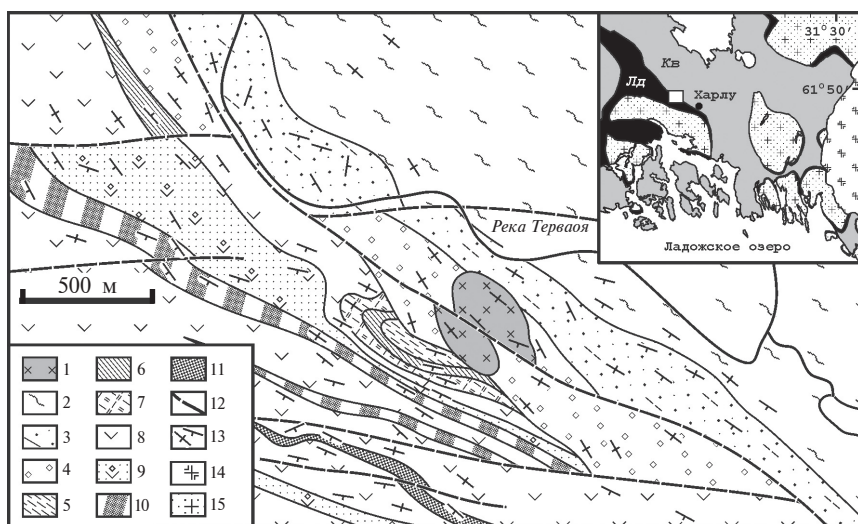


Рис. 8. Схема геологического строения детального участка Вису:

- 1 — диориты Терваоя; ладожская серия: 2 — биотитовые сланцы с андалузитом; 3 — аркозовые метапесчаники с линзами гравелитов и известковистыми конкрециями; 4 — метакварциты; сортавальская серия, свита тенъярви: 5 — углеродсодержащие метаалевролиты; 6 — туфы метакоматиитов; 7 — туфы metabазальтов; 8 — лавы массивных metabазальтов; 9 — лавы миндалекаменных metabазальтов; 10 — лавы коматиитовых metabазальтов; 11 — лавы метакоматиитов; 12 — разломы; 13 — элементы залегания. На врезке: 14 — граниты-рапакиви; 15 — гранитогнейсы (Лд — породы сортавальской серии; Кв — породы ладожской серии)

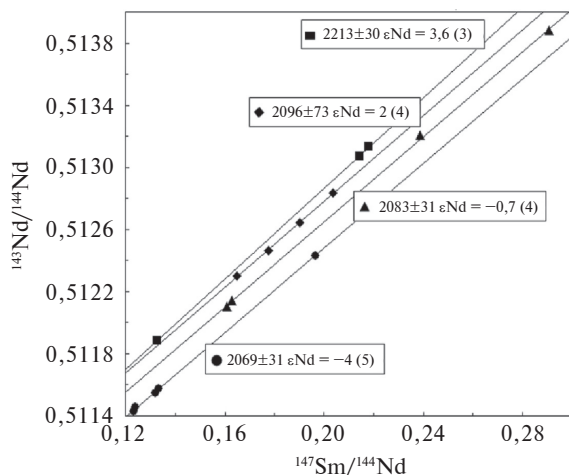


Рис. 9. Диаграмма с Sm—Nd изохронами для вулканитов сортавальской серии:

■ — базальты петсеваарской свиты; ● — вулканиты свиты харлу; ◆▲ — вулканиты свиты тенъярви (см. табл. 6)

Свита тенъярви. На породах свиты харлу залегают вулканогенно-осадочные породы свиты тенъярви. Название свите дано по названию озера, на северном берегу которого находится наиболее изученный разрез. В разрезе свиты тенъярви преобладают метаморфизованные лавы и туфы основного и ультраосновного составов, среди которых по $Mg\#$ могут быть выделены коматииты, коматиитовые базальты и базальты. Базальты отличаются от вулканитов питкьярнтской и петсеваарской свит повышенной щелочностью, обогащенностью LREE ($[Ce/Yb]_N = 2-4$) и более высоким содержанием HREE ($Yb = 10-14$ нормированных единиц). Лантаноиды в коматиитах характеризуются пониженным содержанием LREE ($[Ce/Yb]_N = 0,7-1,1$) при концентрации HREE на уровне 4—8 единиц нормированного содержания (см. табл. 2 и рис. 4). Коматиитовые базальты близки к базальтам по степени обогащения LREE ($[Ce/Yb]_N = 2-4$), но отличаются содержанием HREE ($Yb = 6-8$ нормированных единиц).

Для определения возраста свиты тенъярви была изучена Sm—Nd изотопная система в образцах из двух вулканических серий. Изохронные возрасты этих вулканитов составляют 2096 ± 73 млн. лет при начальном $\epsilon Nd = 2$ и 2083 ± 31 млн. лет при начальном $\epsilon Nd = 0,7$ (см. рис. 10).

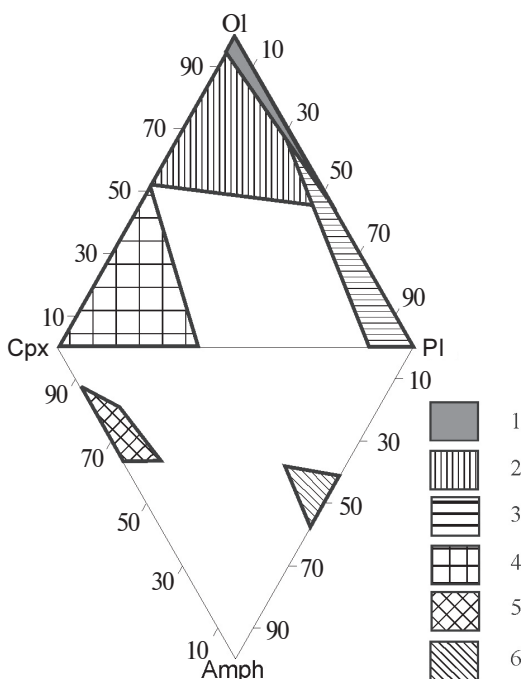


Рис. 10. Расчетный минеральный состав кумулатов, отделившихся при дифференциации базальтов:
 1 — metabазальты суйсарской свиты (детальный участок Ангозеро); 2 — metabазальты суйсарской свиты (детальный участок Суйсарь);
 3 — метаандезибазальты суйсарской свиты (детальный участок Суйсарь); 4 — metabазальты свиты тенъярви (детальный участок Вису);
 5 — metabазальты петсеваарской свиты (детальный участок Харлу); 6 — metabазальты соанлахтинской свиты (детальный участок Крым)

Моделирование

При изучении содержаний и вариаций петрогенных и малых компонентов для суйсарской, соанлахтинской, петсеваарской и тенъярвинской свит были выделены тренды изменения химического состава вулканических серий (см. рис. 3, 5). Начальная и конечная точки для каждого отдельного тренда изменения химического состава вулканической серии были определены методом главных сечений (см. табл. 3). Направление и длина трендов изменения химического состава

вулканических серий этих свит, а также характер распределения пороодообразующих оксидов и малых элементов свидетельствуют о том, что изменение химического состава вулканических серий было обусловлено процессом кристаллизационного фракционирования.

Детальный участок Ангозеро. Была рассчитана модель изменения химического состава вулканической серии базальтов детального участка Ангозеро при кристаллизационном фракционировании минералов. Результаты расчетов свидетельствуют о том, что вариации химического состава базальтов суйсарской свиты детального участка Ангозеро обусловлены отделением кумулативной ассоциации, состоящей из оливина, количество которого в кумулате не менее 50 %, а может достигать 100 %, клинопироксена — до 5 %, плагиоклаза — до 52 % (табл. 4, см. рис. 10) при степени кристаллизации начальной выплавки от 9 до 13 %.

Детальный участок Суйсарь. Результаты расчетов модели изменения химического состава вулканитов суйсарской свиты свидетельствуют о том, что эволюция химического состава базальтовой серии вызвана совместным фракционированием Ol, Crx и Pl. Максимальное количество Crx в кумулативной ассоциации составляет 47 %, а Pl — 54 % (см. табл. 4, рис. 10). В то же время кумулат мог состоять из чистого оливина. Степень кристаллизации базальтов варьирует в пределах 30—37 %.

Эволюция андезибазальтов—андезитов характеризовалась отделением кумулата, включающего в себя Pl, Ol и Crx с преобладанием плагиоклаза, вплоть до 100 %. Максимальное количество фракционировавшего Ol — 80 %, Crx — 12 %. Вариации степени кристаллизации начальной выплавки достаточно узкие (21—26 %).

Детальный участок Крым. Результаты модельных расчетов изменения химического состава вулканитов соанлахтинской свиты при кристаллизационном фракционировании свидетельствуют о том, что фракционировавшая кумулативная ассоциация состоит главным образом из плагиоклаза и амфибола примерно в равных соотношениях и небольшого количества клинопироксена (см. табл. 4 и рис. 10). Максимальное количество плагиоклаза в кумулате может достигать 56 %, амфибола — 60 %, моноклинного пироксена — 17 %. Степень кристаллизации начальной выплавки при формировании базальтовой вулканической серии не превышает 18 %.

Детальные участки Харлу и Вису. Моделирование изменения химического состава вулканической серии базальтов петсеваарской свиты при кристаллизационном фракционировании минералов в промежуточной магматической камере показало, что в кумулате базальтов

**Результаты расчетов дифференциации вулканических серий
Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны**

Свита	Серия	OL	Срх	PL	Amph	1—F, %
Суйсарская	Онежская структура, детальный участок Ангозеро					
	Базальт	100				9–13
		48		52		13
		95	5			8–9
Суйсарская	Онежская структура, детальный участок Суйсарь					
	Базальт	100				28–30
		46		54		30
		53	47			37
Суйсарская	Андези- базальт			100		21
		80		20		21
			12	88		22–26
Соанлахтинская	Северное Приладожье, детальный участок Крым					
	Базальт			40	60	17–18
				56	44	15
			17	42	41	18
Петсеваарская	Северное Приладожье, детальные участки Харлу и Вису					
	Базальт		87		13	26–29
			63		37	32–33
			59	11	30	26
Теньярви	Базальт		100			31–35
		51	49			27
			61	39		26–30

преобладает моноклинный пироксен и амфибол, кроме того, возможно присутствие небольшого количества плагиоклаза. Максимальное количество плагиоклаза в кумулятивной ассоциации достигает 11 %, амфибола — 37 %, моноклинного пироксена — 87 % (см. табл. 4 и рис. 10). Степень кристаллизации начальной выплавки базальтов петсеваарской свиты изменяется в пределах 26—33 %.

Изменение состава вулканической серии свиты теньярви происходило при кристаллизационном фракционировании Срх до 100 %, ОI до 51 % и PL, количество которого не превышало 39 % (см. табл. 4 и рис. 10). Степень кристаллизации начального расплава при формировании этой вулканической серии изменяется в пределах 26—35 %.

Обсуждение результатов

На основании результатов детального геологического картирования, а также геохимических исследований вулканитов, была составлена корреляционная схема для пород Онежской и Сортавальской структур (табл. 5). Следует отметить преобладание углеродсодержащих пород в заонежской свите Онежской структуры и отсутствие вулканитов лавовой фации, в то время как в пределах Раахе-Ладжской зоны вулканиты преобладают, а углеродсодержащие породы находятся в явно подчиненном положении. В то же время в соанлахтинской свите объем вулканитов сравнительно невелик и преобладают субвулканические фации этих вулканитов.

В Онежской структуре высокомагнезиальные вулканиты представлены пикробазальтами, высокомагнезиальные вулканиты Раахе-Ладжской зоны представлены коматиитами, которые локализованы в пределах свиты тенъярви сортавальской серии. Среди пород сортавальской серии было выделено четыре свиты.

Изохронные датировки трахиандезитов свиты харлу, коматиитов и базальтов свиты тенъярви характеризуются тремя Sm—Nd возрас-

Таблица 5

**Корреляционная схема этапов вулканизма для Центральной
и Южной Карелии**

Акротема	Эонотема	Надгоризонт	Северное Приладожье		Центральная Карелия
			Сортавальская серия		
			Свита	Свита	Свита
ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ	НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ	Людиковый	Участок Крым	Участки Харлу и Вису	Участки Суйсарь и Ангозеро
				Теньярви	Андезиты
				Харлу	Суйсарская (?)
		2100		Суйсарская (1975 млн. лет)	
		Ятулий	Соанлахтинская	Петсееварская (2213 млн. лет)	
				Питкярантская	
		2300			

тами: 2069 ± 31 млн. лет, 2096 ± 73 млн. лет и 2083 ± 31 млн. лет. Эти датировки перекрываются в пределах ошибок определения возрастов. Усредненные значения рассчитанного возраста вулканитов свиты тенъярви (2096 ± 73 млн. лет и 2083 ± 31 млн. лет) больше, чем пород свиты харлу (2069 ± 31 млн. лет), хотя и перекрываются в пределах ошибки. Геологические взаимоотношения пород этих свит ясно свидетельствуют о том, что вулканиты свиты харлу древнее пород свиты тенъярви. Следовательно, вулканизм свиты харлу не был оторван во времени от проявлений высокомагнезиального коматиитового вулканизма. Область перекрытия датировок представляет собой интервал 2100—2052 млн. лет, и, следовательно, возраст вулканизма можно представить как 2076 ± 24 млн. лет. В то же время возраст пород суйсарской свиты составляет 1975 ± 24 млн. лет [Куликов, 1999]. Таким образом, высокомагнезиальные вулканиты свиты тенъярви сортавальской серии нельзя коррелировать с высокомагнезиальными вулканитами суйсарской свиты ни по составу, ни по возрасту. Вулканиты суйсарской свиты представляют собой продукты более раннего этапа вулканической активности на южной окраине Карельского кратона.

Результаты моделирования свидетельствуют о том, что при фракционировании базальтов суйсарской свиты отделялся кумулат, состоящий из Сrx, Pl и Ol. Такая кумулативная ассоциация на ликвидусе базальтов устойчива при давлении не более 8 кбар, что соответствует глубине залегания магматической камеры не более 25 км.

Породы свиты харлу подстилаются метабазальтами петсеваарской свиты и отделены от них конгломератами. Изохронный возраст вулканических пород свиты Петсеваара составляет 2213 ± 30 млн. лет. Таким образом, в соответствии с современной стратиграфической шкалой докембрия [Общая стратиграфическая шкала..., 2002] породы петсеваарской и питкярантской свит должны быть отнесены к ятулийскому надгоризонту. Результаты модельных расчетов указывают на то, что при фракционировании метабазальтов петсеваарской свиты отделялся кумулат, состоящий из Amph, Сrx и Pl. Отсутствие Ol в кумулате позволяет предположить, что дифференциация начального расплава этих пород происходила в магматической камере на глубине 30—35 км. Наличие амфибола в кумулате указывает на то, что формирование метабазальтов петсеваарской свиты происходило в водонасыщенных условиях. Дополнительным (косвенным) критерием отнесения пород петсеваарской и питкярантской свит сортавальской серии к ятулию являются данные о том, что эволюция ятулийских базальтов происходила в водонасыщенных условиях, о чем свидетельствуют находки порфировых вкрапленников амфибола в них [Иваников, 2004].

Однако в связи с различием частных разрезов стратиграфическое положение пород соанлахтинской свиты в пределах сортавальской серии не определено. По содержанию и соотношению как породообразующих, так и редких элементов метабазальты соанлахтинской свиты аналогичны метабазальтам петсеваарской свиты. Моделирование процессов кристаллизационного фракционирования свидетельствует о том, что кристаллизация метабазальтов соанлахтинской и петсеваарской свит происходила в одинаковых условиях. При фракционировании метабазальтов соанлахтинской свиты отделялся кумулат, состоящий из Amph, Crx и Pl. В присутствии воды безоливиновая минеральная ассоциация Crx+Amph устойчива при давлении не менее 10 кбар, что соответствует глубине залегания магматической камеры не менее 30 км.

Выводы

1. Среди вулканических пород острова Суйсарь было выделено две серии. Первая серия представлена базальтами, которые как по химическому составу и вариациям главных породообразующих, так и по содержанию и распределению редких и рассеянных элементов являются аналогами базальтов суйсарской свиты Ангозерской синклинали (детальный участок Ангозеро) возраста 1,98 млрд. лет. Вторая серия вулканитов острова Суйсарь представлена андезибазальтами — андезитами. Геологические взаимоотношения пород этих двух серий свидетельствуют о более молодом возрасте вулканитов андезитовой серии. Эти породы слагают подводящий канал палеовулкана, который прорывает покровы базальтов. Таким образом возраст андезитового вулканизма, проявленного на острова Суйсарь, моложе 1,98 млрд. лет и может относиться как к позднелюдиковийскому этапу вулканизма, так и иметь калевийский возраст.

2. Изучение содержаний и вариаций породообразующих оксидов и редких элементов в базальтах острова Суйсарь и Ангозерской синклинали указывает на то, что они образуют единую вулканическую серию базальтового состава. Проведенные модельные петролого-геохимические расчеты свидетельствуют о том, что дифференциация первичной выплавки базальтовой серии происходила в магматической камере, располагавшейся на глубине не более 20—25 км. Установлено, что кумулативная ассоциация включала в себя минералы, кристаллизующиеся в «сухих» условиях.

3. В настоящее время вулканогенно-осадочные образования сортавальской серии относят к людиковийскому надгоризонту с возрастными ограничениями 2100—1920 млн. лет. Однако изучение Sm—Nd

изотопной системы для вулканитов сортавальской серии позволяет предположить ятулийский возраст для пород, залегающих в ее основании (питкьярантская и петсеваарская свиты). Sm—Nd возраст для пород петсеваарской свиты составляет 2213 ± 30 млн. лет.

4. Изучение содержаний и вариаций породообразующих окислов и редких элементов в базальтах соанлахтинской и петсеваарской свит позволило установить, что химический состав начальных выплавов и их эволюция происходила в близких условиях. Дифференциация этих расплавов происходила в «водонасыщенных» условиях, на что указывает присутствие Amph в кумулятивной ассоциации. Таким образом, возрастное положение пород соанлахтинской свиты, вероятно, аналогично возрастному положению пород петсеваарской свиты и соответствует ятулийскому надгоризонту (табл. 6).

5. Вулканиты сортавальской серии по геологическим взаимоотношениям и химическому составу подразделяются на четыре свиты — питкьярантскую, петсеваарскую, харлу и теньярви. Две нижние свиты (питкьярантская и петсеваарская) отделены от вышележащих пород

Таблица 6

Sm—Nd изотопные данные по метавулканитам сортавальской серии

Образец	Свита	Содержание, ppm		Изотопные отношения		Возраст, млн. лет	
		Sm	Nd	$^{47}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
40501a 41001г 41501	Петсе- ваарская	3,548	16,170	0,13260	0,511883±6	2213±30	
1,667		4,703	0,21440	0,513072±8			
1,670		4,637	0,21800	0,513131±8			
72900д 72900в 72900г 78800е 40401a	Харлу	3,339	15,210	0,13336	0,511577±15	2069±31	2076±24*
4,524		20,590	0,13214	0,511549±10			
4,612		22,630	0,12320	0,511429±5			
4,345		21,180	0,12400	0,511457±16			
2,946		9,064	0,19650	0,512431±8			
13399Д 32399a 88500 67500	Теньярви	1,833	5,827	0,19020	0,512645±7	2096±73	
1,523		4,527	0,20350	0,512834±9			
2,669		9,788	0,16480	0,512299±3			
2,291		7,790	0,17770	0,512464±15			
32799a 32999ж 62400в 12899		2,992	11,240	0,16080	0,512105±15	2083±31	
2,339		8,680	0,16290	0,512142±27			
1,447		3,664	0,23870	0,513205±28			
2,089		4,347	0,29070	0,513883±12			

Примечание. * — область перекрытия датировок.

полимиктовыми конгломератами. Изохронные датировки для трахиандезитов свиты харлу, коматиитов и базальтов свиты тенъярви характеризуются тремя Sm—Nd возрастами, которые перекрываются в пределах ошибок определения возрастов. Вулканизм свиты харлу не был оторван во времени от проявлений высокомагнезиального коматиитового вулканизма и проявился 2076 ± 24 млн. лет назад.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. — Л. : Наука, 1981. — 154 с.

Вулканические постройки протерозоя Карелии. — М.; Л. : Наука, 1978. — 168 с.

Геохронологическое и изотопно-геохимическое обоснование энсиалической природы супракrustальных образований сортавальской серии в зоне сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков Фенноскандинавского щита / А. Б. Вревский [и др.] // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма : материалы 3-й российской конференции по изотопной геохронологии. — Т. 1. — М. : ГЕОС, 2006. — С. 168—174.

Иваников В. В. Хлоровые амфиболы и биотиты в нижнепротерозойских траппах Карелии и их металлогеническое значение / В. В. Иваников, М. В. Малашин, А. И. Голубев // Вестник СПбГУ. — Сер. 7. — 2004. — Вып. 4. — С. 38—45.

Классификация и номенклатура магматических горных пород : справ. пособие / О. А. Богатиков [и др.]. — М. : Недра, 1981. — 160 с.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии / К. О. Кратц. — М.; Л. : Наука, 1963. — 210 с.

Лобач-Жученко С. Б. Фракционная кристаллизация в архейских коматиит-базальтовых сериях, установленная по распределению редких элементов / С. Б. Лобач-Жученко [и др.] // Геохимия. — 1989. — № 10. — С. 1437—1448.

Матреничев А. В. Особенности распределения лантаноидов в клинопироксенах из нижнепротерозойских базальтов центральной Карелии / А. В. Матреничев, В. А. Матреничев // Вестник СПбГУ. — Сер. 7. — 2006. — Вып. 4. — С. 96—100.

Матреничев В. А. Экспресс-моделирование процессов кристаллизационного фракционирования / В. А. Матреничев // Эволюция докембрийской литосферы : тез. докл. — 1991. — С. 121—125.

Матреничев В. А. Возраст и длительность лудиковийского мантийного вулканизма в Северном Приладожье / В. А. Матреничев, А. Б. Вревский, А. В. Матреничев // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма : материалы 3-й Российской конференции по изотопной геохронологии. — Т. 2. — М. : ГЕОС, 2006. — С. 26—29.

Матреничев В. А. Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских вулканитов Сортавальского поднятия (Северное Приладожье) / В. А. Матреничев, К. И. Степанов, О. М. Пупков // Вестник СПбГУ. — 2004. — Вып. 2. — С. 31—44.

Миллер Ю. В. Структура архейских зеленокаменных поясов / Ю. В. Миллер. — Л. : Наука, 1988. — 143 с.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России : объяснительная записка. — Апатиты, 2002. — 13 с.

Ранний докембрий Балтийского щита. — СПб. : Наука, 2005. — 711 с.

Саватенков В. М. Поведение изотопных систем (Sm—Nd, Rb—Sr, K—Ar, U—Pb) при щелочном метасоматозе (фениты экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) / В. М. Саватенков, И. М. Морозова, Л. К. Левский // Геохимия. — 2004. — № 10. — С. 1027—1049.

Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) / В. С. Куликов [и др.]. — Петрозаводск, 1999.

Хейсканен К. И. Карельская геосинклиналь / К. И. Хейсканен. — Л. : Наука, 1980. — 168 с.

Allegre C. J. Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes / C. J. Allegre, J. F. Minster // Earth Planet. Sci. Lett. — 1978. — Vol. 38. — P. 1—25.

Dunn T. Mineral/Matrix Partition-Coefficients for Ortho-Pyroxene, Plagioclase and Olivine in Basaltic to Andesitic Systems — a Combined Analytical and Experimental-Study / T. Dunn, C. Sen // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 1994. — Vol. 58 (2). — P. 717—733.

Green T. N. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite / T. N. Green. — Andesites. — 1982. — P. 465—487.

Herzberg C. Generation of plume magmas through time: An experimental perspective / C. Herzberg // Chem. Geol. — 1995. — Vol. 126. — P. 1—16.

Kennedy A. K. An Experimental-Study of Trace-Element Partitioning between Olivine, Ortho-Pyroxene and Melt in Chondrules — Equilibrium Values and Kinetic Effects / A. K. Kennedy, G. E. Logfren, G. J. Wasserburg // Earth and Planetary Science Letters. — 1993. — Vol. 115. — P. 177—195.

McKenzie D. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations / D. McKenzie, R. K. O'Nions // J. of Petrology. — 1991. — Vol. 32. — P. 1021—1091.

Richard P. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a natural tracer. An application to oceanic basalts / P. Richard, N. Shimizu, C. J. Allegre // Earth Planet. Sci. Lett. — 1976. — Vol. 3. — P. 269—278.

Sisson T. W. Hornblende-Melt Trace-Element Partitioning Measured by Ion Microprobe / T. W. Sisson // Chemical Geology. — 1994. — Vol. 117. — P. 331—344.

Sobolev A. V. Incompatible element partitioning between clinopyroxene and basalt liquid revealed by the study of melt inclusions in minerals from Troodos lavas, Cyprus / A. V. Sobolev, A. A. Migdisov, M. V. Portnyagin // Petrology. — 1996. — Vol. 4. — P. 307—317.

Tatsumi Y. Melting experiments on a high-magnesian andsite / Y. Tatsumi // Earth Planetary Science Letters. — 1981. — Vol. 54. — P. 357—365.

Walter M. J. Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere / M. J. Walter // J. of Petrology. — 1998. — Vol. 39, N 1. — P. 29—60.

Wei K. Phase relations of aluminum-undepleted and aluminum-depleted komatiites at pressures of 4—12 GPa / K. Wei, R. Tronnes, C. M. Scarfe // J. of Geophysical Research. — 1990. — Vol. 95. — P. 15817—15827.

Раздел 4

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФУГИТИВНОСТИ КИСЛОРОДА В МАНТИИ

А. Г. Гончаров

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Окислительно-восстановительный режим верхней мантии вносит существенный вклад в особенности процессов химической дифференциации и плавления пород мантии наряду с температурой и давлением [Галимов, 1998; Рябчиков, 2000; Кадик, 2003а; Кадик, 2003б; Кадик, 2006]. Знание фугитивности кислорода в мантии, подстилающей разновозрастные структуры земной коры, необходимо для выяснения природы ее химической неоднородности. С окислительно-восстановительными режимами в мантии связана и растворимость молекул H_2O и ионов OH^- в структурах номинально безводных породообразующих минералов мантийных перидотитов, пироксенитов и эклогитов [Кадик, 2006]. Присутствие такой «растворенной» воды влияет на физические свойства минералов и, соответственно, пород и может быть одной из причин появления локальных и латеральных геофизических аномалий [Кадик, 2006].

Несмотря на указанную важность получения количественных оценок фугитивности кислорода в мантии, такие сведения для многих регионов весьма ограничены. Существует ряд нерешенных методических вопросов получения количественных оценок фугитивности кислорода f_{O_2} , необходимость решения некоторых из них и определила задачи данной работы.

Во-первых, необходимо выяснить сопоставимость между собой твердофазовых оксобарометров, основанных на реакциях с участием элементов переменной валентности (Fe^{2+} и Fe^{3+}), а также установить, насколько согласованы инструменты оксобарометрии с методом прямого определения собственной летучести кислорода с помощью электрохимических ячеек (intrinsic method). Данный метод также применяется при исследовании окислительно-восстановительных условий в литосферной мантии [Кадик, 2003а; Arculus, 1981; Arculus, 1984].

Вторым важным методическим аспектом получения количественных оценок фугитивности кислорода является влияние применения различных способов обработки мессбауэровских спектров минералов ксенолитов на определение соотношения закисного и окисного железа.

В данной статье эти методические вопросы рассмотрены на примере оценки окислительно-восстановительных условий в верхней мантии в пределах Байкало-Монгольской области. Основой для получения таких оценок стало изучение равновесных ассоциаций породообразующих минералов в мантийных гранат-шпинелевых и шпинелевых перидотитах, вынесенных в виде ксенолитов кайнозойскими щелочными базальтами. Определение состава сосуществующих минералов (оливины, ромбические и моноклинные пироксены, шпинели) с уточнением в них валентного состояния железа мессбауэровским методом позволило с помощью межфазовых термобарометрических и оксобарометрических сенсоров одновременно рассчитывать температуру, давление и фугитивность кислорода f_{O_2} для каждого мантийного ксенолита.

Точность оценки степени окисления железа в минералах (особенно в шпинелях) и параметров равновесия минералов (температура, давление) сильно влияет на точность оценки f_{O_2} . Ошибка возрастает с понижением значения отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} . Вклад в погрешность определения f_{O_2} ошибки в оценке T и P составляет не менее $\pm(0,25-0,50) \log f_{O_2}$. Степень окисления железа в хромшпинелидах глиноземистого состава, рассчитанная стехиометрическим методом, на 10–15 % ниже истинной (мессбауэровской), что приводит к занижению величины фугитивности кислорода на 3–4 логарифмические единицы [Вотяков, 1998].

В работе представлены результаты изучения ксенолитов из щелочных базальтов Юго-Восточной (плато Дариганга) и Центральной (Тариатская впадина) Монголии и Витимского (Забайкалье) вулканических полей [Ярмолюк, 1995б; Ярмолюк, 2005; Ярмолюк, 1995а]. Эти регионы входят в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного между Восточно-Сибирской и Китайской платформами (рис. 1). Пояс объединяет разновозрастные структуры [Коваленко, 1999]: рифейды (плато Витим), каледониды (Тариатская депрессия) и герциниды (плато Дариганга).

Методы исследования. Химический состав минералов: оливинов Ol, ромбических Орх, моноклинных Mrх пироксенов и шпинелей Sp определен микрозондовым методом в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН на приборе Link AN 1000 при ускоряющем напряжении 15 кВ с силой тока 0,4–0,5 мА и диаметром электронного пучка 2–5 мкм.

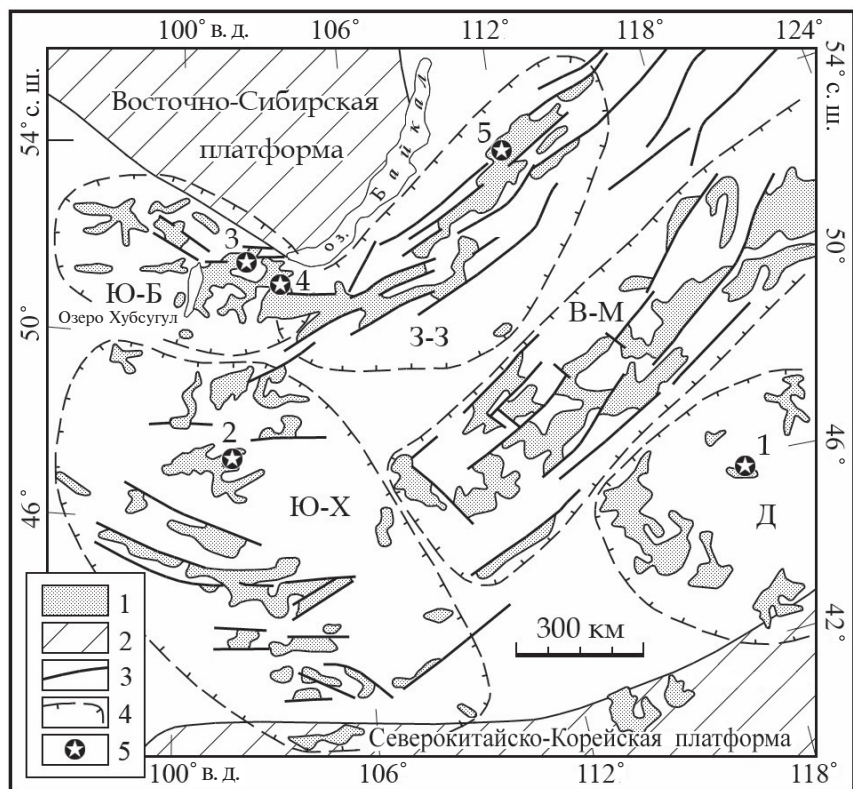


Рис. 1. Схема размещения позднемезозойско-кайнозойских вулканитов на территории Байкало-Монгольской области по данным [Ярмолюк, 1995а]:

1 — вулканиты; 2 — древние платформы; 3 — разломы; 4 — границы вулканических областей; 5 — поля кайнозойских щелочных базальтов, из которых отобраны мантийные ксенолиты (1 — плато Дариганга, 2 — Тариатская депрессия, 3 — хребет Хамар-Дабан, 4 — Бартоцкий ареал, 5 — Витимское плато).

Буквами обозначены вулканические области: 3-3 — Западно-Забайкальская,

Ю-Б — Южно-Байкальская, Ю-Х — Южно-Хангайская,

В-М — Восточно-Монгольская, Д — Даригангская

Валентное состояние железа и его распределение в структуре минералов изучено методом мессбауэровской спектроскопии в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. ЯГР-спектры минералов получены при комнатной температуре на установке с электродинамическим вибратором при постоянном ускорении, в интервале скоростей от -7 до $+7$ мм/с. В качестве задающего генератора формы сигнала и стабилизатора движения использовался спектрометр СМБ-2201. Источником γ -излучения служил ^{57}Co в матрице Cr ак-

тивностью 30 мКи. Для калибровки спектрометра использовалось металлическое железо. Отобранные под бинокляром минералы растирались в агатовой капсуле с ацетоном, без доступа воздуха, чтобы избежать окисления железа в процессе растирания в вибромельнице. Затем образцы смешивались с полиэтиленом и прессовались в виде конуса. Нормаль к образующей конуса составляла с направлением гамма-излучения угол $54,7^\circ$, что позволяло исключить асимметрию спектров вследствие преимущественной ориентации частиц исследуемого минерала. Плотность поглотителя по природному железу составляла 5 мг/см^2 .

Аппроксимация спектров проводилась совокупностью линий формы Лоренца. Качество разложения оценивалось величиной χ^2 . При разложении спектров накладывалось условие равенства полуширин (Γ) и интегральных интенсивностей I линий в каждом из дублетов квадрупольного расщепления (КР). Относительное количество Fe^{2+} и Fe^{3+} и заселенность ими подрешеток в структуре минералов определялись по соотношению интегральных интенсивностей соответствующих дублетов. При этом предполагалось, что вероятности эффекта Мессбауэра одинаковы для ионов железа разной валентности и в различных позициях. Скоростные параметры спектров определены с погрешностью $\pm 0,009 \text{ мм/с}$. Погрешность определения содержания Fe^{2+} и Fe^{3+} в подрешетках составляет $\pm 1 \%$. Соотнесение дублетов КР с положением разновалентных форм железа в структуре каждого конкретного минерала приведено далее.

Для расчетов T — P -условий кристаллизации перидотитов были использованы средние составы минеральных фаз в неизменных незональных зернах. Расчет их для гранатсодержащих перидотитов производился с помощью гранат-ортопироксенового термобарометра [Glebovitssky et al., 2004]. Поправка к температуре, полученной с помощью этого термобарометра, равна $\Delta T = -500 (\text{Al}^{\text{Gr}} - 1,7)$, поправка к давлению равна $\Delta P = 0,04 \Delta T$ (T , $^\circ\text{C}$; содержание Al, а. е.). Его возможности и ограничения подробно рассмотрены в статье. Применение для всех ксенолитов одного термобарометра позволило избежать ошибок определения температуры и давления, связанных с несогласованностью различных термобарометрических инструментов между собой, и провести достаточно корректное сравнение значений параметров в различных ксенолитах и в разных регионах. Погрешности определения температуры и давления равны соответственно 5 и 10 %. Для определения температуры равновесия шпинелевых перидотитов, в которых отсутствует ассоциация гранат-ортопироксен, был использован модифицированный вариант двупироксенового термометра, в котором учтено влияние Al^{3+} в структуре ромбического

пироксена на распределение Fe^{2+} и Mg между ним и сосуществующим моноклинным пироксеном. Поправка к температуре, полученной с помощью двухпироксенового термометра для ассоциации ромбического пироксена бинарного состава и моноклинного пироксена [Никитина, 1992], равна $\Delta T = -990((\text{Al}^{\text{Opx}} + \text{Cr}^{\text{Opx}}) - 0,127)$ (T , °C; содержание Al и Cr , а. е., в расчете на шесть атомов кислорода).

Значения P для шпинелевых перидотитов оценивались по уравнениям геотерм, построенным по параметрам P , T равновесия для гранат-ортопироксеновых ассоциаций в перидотитах для каждого региона [Глебовицкий и др., 2007].

Результаты. Данные мессбауэровского исследования оливинов, ромбических и моноклинных пироксенов и шпинелей из ксенолитов шпинелевых и гранат-шпинелевых перидотитов представлены в табл. 1—4. В них приведены параметры дублетов квадрупольного расщепления, соотношение этих дублетов с закисным и окисным железом и содержание железа, а. е., разной валентности в неэквивалентных позициях структуры минералов. Типичные ЯГР-спектры минералов приведены на рис. 2. Полный химический состав минералов, в котором уточнено содержание Fe^{2+} и Fe^{3+} , показан в табл. 5—8.

Оливины. Все оливины в исследованных ксенолитах гранат-шпинелевых и шпинелевых перидотитов являются маложелезистыми форстеритами (см. табл. 5). В ЯГР-спектрах оливинов выделяются два или реже три дублета КР (см. табл. 1, рис. 2, *з*). Известно, что в структуре оливинов ряда $(\text{Mg}_{1-x}\text{Fe}_x)_2\text{SiO}_4$ (пространственная группа Pbnm) изоморфные катионы заселяют два типа катион-кислородных октаэдров M1 и M2 , кратности которых соотносятся как 1:1. В соответствии с работой [Ovchinnikov, 1985] дублеты с $\text{KP} > 3,00$ мм/с и значениями химических сдвигов (XC) $1,15 < \text{XC} < 1,27$ мм/с соотносены с Fe^{2+} в позиции M2 , дублеты с $2,81 < \text{KP} < 3,00$ мм/с и $1,14 < \text{XC} < 1,24$ мм/с — с Fe^{2+} в позиции M1 , дублеты с $0,36 < \text{KP} < 0,66$ мм/с и $0,38 < \text{XC} < 0,58$ мм/с — с Fe^{3+} в октаэдрических позициях суммарно. Однако для некоторых образцов получены полуширины линий в дублетах меньше калибровочных ($\Gamma < 0,26$ мм/с). Это, по-видимому, связано с недостаточным разрешением дублетов закисного железа в позициях M1 и M2 в спектрах оливинов, снимаемых при комнатной температуре.

Ромбические пироксены. Исследованные пироксены представлены низкожелезистыми энстатитами, содержащими 3—6 мас. % Al_2O_3 и 0,45—0,75 мас. % Cr_2O_3 (см. табл. 6). В их спектрах выделяется три или четыре дублета КР (см. табл. 2, рис. 2, *а*). В структуре пироксенов бинарного состава $(\text{Mg}_{1-x}\text{Fe}_x)_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (пространственная группа Pbca) имеется два типа катион-кислородных октаэдров M1 и M2 , кратности которых

Таблица 1

Параметры ЯГР-спектров, мм/с, и содержание железа х, а. е., в октаэдрах М1 и М2 структуры оливинов

Образец	Fe ²⁺ _{М1} (1-1')			х	Fe ²⁺ _{М2} (2-2')			Fe ³⁺ (3-3')			
	КР	ХС	Г		КР	ХС	Г	КР	ХС	Г	
Плато Витим											
Vt 9	3,101	1,151	0,270	0,160	2,889	1,137	0,262	0,180	0,360	0,270	0,007
Плато Дариганга											
8520/11	2,968	1,225	0,284	0,112	3,097	1,269	0,285	0,100	0,583	0,581	0,342
8520/35	2,866	1,222	0,317	0,101	3,069	1,226	0,317	0,100	—	—	—
8520/40	2,899	1,218	0,278	0,089	3,087	1,239	0,278	0,093	0,656	0,552	0,003
8520/9	2,891	1,140	0,272	0,115	3,091	1,160	0,262	0,112	—	—	—
Тариатская депрессия											
8530/15	2,871	1,216	0,264	0,110	3,118	1,235	0,260	0,100	—	—	—
4334/14	2,871	1,228	0,233	0,120	3,040	1,253	0,227	0,120	—	—	—
4334/28	2,853	1,235	0,287	0,099	3,151	1,242	0,300	0,108	—	—	—
8530/47	2,809	1,220	0,332	0,090	3,161	1,248	0,336	0,101	—	—	—
Ch1993	2,910	1,229	0,294	0,116	3,096	1,242	0,293	0,103	—	—	—
878-01	2,893	1,145	0,231	0,111	3,094	1,155	0,222	0,089	—	—	—
ШЦ	2,881	1,141	0,230	0,090	3,082	1,150	0,221	0,090	—	—	—
210-у/76	2,891	1,150	0,210	0,104	3,101	1,166	0,201	0,086	—	—	—

Примечание. «—» — содержание Fe^{3+} в данной позиции структуры минерала ниже чувствительности метода.

**Параметры ЯГР-спектров, мм/с, и содержание железа x , а. е., в октаэдрах M1 и M2
структуры ромбических пироксенов**

Образец	$Fe^{2+}_{M1} (1-1')$				$Fe^{2+}_{M2\alpha} (2-2')$				$Fe^{2+}_{M2\beta} (3-3')$				$Fe^{3+} (4-4')$			
	КР	XC	Г	x	КР	XC	Г	x	КР	XC	Г	x	КР	XC	Г	x
Плато Витим																
Vt 7	—*	—	—	—	2,373	1,150	0,422	2,32	2,052	1,140	0,411	3,81	0,745	0,492	0,253	0,25
Vt 8	2,823	1,121	0,363	0,96	2,181	1,150	0,372	4,31	1,832	1,091	0,323	0,94	0,853	0,352	0,234	0,21
Vt 15	2,830	1,131	0,285	0,42	2,232	1,150	0,363	3,49	1,934	1,120	0,363	1,66	0,667	0,454	0,246	0,15
Плато Дариганга																
8520/11	—	—	—	—	2,472	1,220	0,411	1,38	2,141	1,170	0,390	5,07	0,671	0,458	0,334	0,16
8520/35	2,950	1,400	0,301	1,08	2,347	1,431	0,301	0,31	2,141	1,410	0,410	4,85	0,801	0,696	0,261	0,06
8520/40	—	—	—	—	2,382	1,171	0,321	1,24	2,071	1,150	0,410	4,60	0,781	0,408	0,345	0,11
8520/9	—	—	—	—	2,261	1,160	0,341	3,20	2,021	1,140	0,331	2,98	0,724	0,442	0,264	0,09
Тариятская депрессия																
8530/15	—	—	—	—	2,281	1,410	0,341	1,99	2,021	1,380	0,370	4,54	0,844	0,662	0,262	0,21
8530/47	2,990	1,420	0,321	1,30	2,211	1,435	0,387	1,48	2,096	1,421	0,411	3,13	0,766	0,693	0,354	0,15
4334/14	—	—	—	—	2,383	1,361	0,344	2,17	2,061	1,320	0,331	4,62	0,751	0,646	0,433	0,21
4334/28	—	—	—	—	2,211	1,150	0,370	4,70	1,951	1,131	0,311	1,75	0,721	0,451	0,266	0,10
Ch1993	—	—	—	—	2,401	1,170	0,271	1,12	2,060	1,150	0,420	5,50	0,582	0,501	0,272	0,13
878-01	—	—	—	—	2,362	1,180	0,312	1,93	2,091	1,150	0,321	3,99	0,543	0,531	0,313	0,11
210-у/76	—	—	—	—	2,241	1,160	0,341	3,25	1,981	1,140	0,321	2,41	0,775	0,452	0,223	0,17

Примечание. * — содержание Fe^{2+} в данной позиции структуры минерала ниже чувствительности метода.

Параметры ЯГР-спектров, мм/с, и содержание железа х, а. е., в неэквивалентных позициях структуры моноклинных пироксенов

Образец	Fe ²⁺ _{М2} (1-1')			x	Fe ²⁺ _{М1} (2-2')			x	Fe ³⁺ (3-3')		
	KP	XC	Г		KP	XC	Г		KP	XC	Г
Плато Витим											
Vt 7	2,586	1,163	0,400	0,009	2,078	1,146	0,508	0,071	0,664	0,418	0,508
Vt 8	2,340	1,199	0,456	0,031	1,973	1,144	0,486	0,051	0,832	0,293	0,486
Vt 9	2,359	1,157	0,487	0,054	1,929	1,123	0,404	0,042	0,492	0,405	0,404
Vt 15	2,475	1,166	0,359	0,017	1,993	1,144	0,454	0,047	0,530	0,423	0,454
Плато Дариганга											
8520/11	2,432	1,272	0,441	0,025	1,874	1,257	0,451	0,034	0,813	0,407	0,753
8520/35	2,439	1,262	0,496	0,023	1,899	1,245	0,489	0,034	0,847	0,325	0,750
8520/40	2,472	1,268	0,396	0,016	1,910	1,257	0,497	0,035	0,795	0,381	0,829
8520/9	2,253	1,190	0,373	0,044	1,823	1,161	0,400	0,024	0,833	0,305	0,594
Тариатская депрессия											
8530/15	2,691	1,259	0,393	0,012	2,071	1,225	0,548	0,053	0,493	0,525	0,637
8530/47	2,411	1,307	0,389	0,018	1,963	1,254	0,499	0,039	0,913	0,363	0,689
4334/14	2,690	1,254	0,278	0,011	2,071	1,228	0,541	0,067	0,692	0,338	0,438
4334/28	2,500	1,253	0,378	0,033	2,000	1,228	0,502	0,066	0,471	0,450	0,304
Ch1993	2,549	1,289	0,430	0,024	2,084	1,222	0,467	0,048	0,410	0,673	0,421
ШЦ	2,361	1,196	0,386	0,025	2,061	1,105	0,381	0,032	0,497	0,534	0,311
210-у/76	2,466	1,192	0,328	0,025	1,947	1,192	0,378	0,030	0,601	0,396	0,441

Параметры ЯГР-спектров, мм/с, и содержание железа x , а. е.,
в октаэдрических и тетраэдрических позициях структуры шпинелей

Образец	Fe ²⁺ тетра. (1–1')			Fe ²⁺ тетраβ (2–2')			Fe ²⁺ тетраγ (3–3')			Fe ³⁺ окт (4–4')						
	КР	XC	Г	х	КР	XC	Г	х	КР	XC	Г	х	КР	XC	Г	х
Плато Витим																
Vt 7	2,184	0,915	0,336	0,042	1,456	0,699	0,406	0,075	1,033	0,559	0,406	0,085	0,309	0,522	0,389	0,082
Vt 8	2,071	0,885	0,333	0,052	1,603	0,809	0,439	0,114	— *	—	—	—	0,283	0,462	0,439	0,115
Vt 9	1,911	0,925	0,474	0,094	1,582	0,714	0,446	0,064	—	—	—	—	0,342	0,454	0,474	0,102
Vt 11	2,399	1,202	0,412	0,017	1,941	0,970	0,458	0,091	1,278	0,939	0,412	0,118	0,776	0,278	0,421	0,115
Vt 12	2,137	0,981	0,406	0,047	1,641	0,944	0,464	0,078	1,041	0,917	0,406	0,055	0,816	0,281	0,373	0,055
Vt 14	2,061	0,980	0,344	0,046	1,631	0,920	0,432	0,081	1,031	0,909	0,432	0,060	0,821	0,277	0,388	0,072
Vt 15	2,156	0,914	0,339	0,049	1,724	0,876	0,339	0,068	1,376	0,749	0,499	0,072	0,342	0,496	0,374	0,071
Плато Дариганга																
8520/11	1,946	0,991	0,456	0,071	1,239	0,997	0,431	0,057	0,939	0,995	0,385	0,019	0,638	0,386	0,523	0,049
8520/35	1,987	0,949	0,511	0,064	1,646	0,991	0,436	0,034	1,032	0,997	0,506	0,081	0,699	0,420	0,376	0,045
8520/40	2,056	0,999	0,348	0,024	1,611	0,996	0,432	0,061	0,992	0,991	0,604	0,100	0,837	0,387	0,604	0,036
8520/9	2,071	0,930	0,291	0,047	1,722	0,861	0,292	0,065	0,991	0,950	0,421	0,128	0,491	0,453	0,261	0,048
Тариятская депрессия																
8530/15	1,778	0,998	0,558	0,089	1,196	0,983	0,563	0,063	0,931	0,980	0,534	0,059	0,789	0,362	0,347	0,039
8530/47	2,007	0,974	0,497	0,073	1,320	0,995	0,536	0,065	0,927	0,995	0,602	0,059	0,626	0,430	0,404	0,029
4334/14	1,910	0,997	0,564	0,063	1,308	0,956	0,631	0,061	1,025	0,954	0,738	0,073	0,772	0,332	0,375	0,034
4334/28	1,977	0,965	0,402	0,063	1,372	0,998	0,450	0,057	0,954	0,993	0,564	0,098	0,675	0,423	0,333	0,037
Ch1993	1,865	0,989	0,474	0,073	1,211	0,998	0,527	0,069	0,947	0,991	0,563	0,050	0,763	0,375	0,390	0,033
878-01	2,105	0,941	0,325	0,038	1,664	0,894	0,333	0,044	1,115	0,940	0,464	0,083	0,723	0,321	0,333	0,039
ШЦ	2,102	0,932	0,313	0,032	1,689	0,860	0,384	0,070	0,982	0,910	0,442	0,070	0,431	0,461	0,268	0,031
210-у/76	2,071	0,931	0,272	0,031	1,730	0,850	0,311	0,048	1,000	0,931	0,472	0,098	0,502	0,429	0,271	0,036

Примечание. * — содержание Fe²⁺ в данной позиции структуры минерала ниже чувствительности метода.

Таблица 5

Химический состав оливинов

Компо- нент	8520/ 11	8520/ 40	8520/ 35	8520/ 9	8530/ 15	8530/ 47	4334/ 14	4334/ 28	Ch19 93	878- 01	ШПЦ	210- y/76	Vt 7	Vt 8	Vt 9	Vt 11	Vt 12	Vt14	Vt 15
SiO ₂	40,85	40,94	40,79	39,56	40,61	41,11	40,34	41,05	40,71	40,31	40,57	40,62	41,04	41,87	40,49	41,79	41,79	39,46	40,64
TiO ₂	0,03	0,01	0,01	—	0,04	0,01	—	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	0,03	—	—	—	—	0,01	—	—	0,41	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,12	0,05	0,05	—	0,07	0,04	—	0,06	0,02	—	—	—	—	0,03	—	0,03	0,03	—	—
FeO	10,30	8,92	9,79	9,58	10,28	9,33	11,66	10,10	10,67	9,65	8,57	9,15	9,69	10,02	8,304	9,89	9,24	10,92	9,002
Fe ₂ O ₃	0,10	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,182	—	—	—	—
MnO	0,14	0,09	0,15	0,11	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,25	0,16	0,16	—	0,07	0,071	0,17	0,09	—	0,088
MgO	48,11	49,38	48,8	50,45	48,48	48,88	47,42	48,22	47,98	49,4	50,26	49,68	49,01	47,48	50,09	47,59	48,26	49,27	49,97
CaO	0,02	0,03	0,02	0,04	0,06	0,05	—	0,08	0,06	—	—	—	—	—	—	0,06	0,022	0,10	0,043
NiO	0,33	0,41	0,36	0,32	0,33	0,42	—	0,34	0,41	0,32	0,34	0,32	0,26	—	0,225	0,46	0,50	0,28	—
Σ	100,0	100,0	100,0	100,1	100,0	100,0	99,5	100,0	100,0	99,9	100,3	99,9	100,0	99,5	99,4	100,0	100,0	100,0	99,7
Si	1,00	1,00	1,00	0,973	1,00	1,01	1,00	1,01	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	1,03	0,995	1,02	1,02	0,98	0,994
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,002	—	—	0,001	—	—
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	0,002	0,001	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	0,001	0,001	—	—
Fe ²⁺	0,212	0,182	0,20	0,197	0,21	0,19	0,24	0,21	0,22	0,20	0,18	0,19	0,20	0,21	0,17	0,20	0,19	0,23	0,184
Fe ³⁺	0,002	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,004	—	—	—	—
Mn	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,01	—	0,004	—	0,002	0,001	—	0,002	—	0,002
Mg	1,76	1,80	1,78	1,848	1,78	1,78	1,75	1,76	1,76	1,81	1,83	1,81	1,79	1,73	1,823	1,74	1,76	1,82	1,822
Ca	0,001	0,001	—	0,001	0,01	0,001	—	0,002	0,002	—	—	—	—	0,002	—	0,002	0,001	0,003	—
Ni	0,007	0,008	0,007	0,006	—	0,01	—	0,007	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005	0,008	0,005	0,009	0,01	0,006	—
Σ	2,99	3,00	2,99	3,03	3,00	3,00	2,99	2,99	3,00	3,02	3,02	3,00	3,00	2,99	3,00	2,97	2,99	3,04	3,00
Fe ³⁺ /ΣFe	0,010	0,016	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,023	—	—	—	—

Таблица 6

Химический состав ромбических пироксенов

Компо- нент	8520/ 11	8520/ 40	8520/ 35	8520/ 9	8530/ 15	8530/ 47	4334/ 14	4334/ 28	Ch19 93	647	878- 01
SiO ₂	55,10	55,47	55,08	55,55	54,97	55,89	55,05	55,38	55,29	54,19	54,24
TiO ₂	0,13	0,06	0,05	0,09	0,13	0,07	0,05	0,15	0,15	—	0,17
Al ₂ O ₃	4,38	3,60	2,55	3,71	4,05	3,48	4,55	3,8	4,20	5,45	4,77
Cr ₂ O ₃	0,22	0,32	0,26	0,34	0,33	0,33	0,14	0,37	0,33	0,46	0,26
FeO	6,45	6,23	6,18	5,84	6,53	5,91	6,07	6,45	6,62	5,77	5,92
Fe ₂ O ₃	0,16	0,06	0,09	0,11	0,21	0,15	0,94	0,10	0,13	0,18	0,11
MnO	0,17	0,18	0,15	0,14	0,18	0,13	0,03	0,13	0,11	0,16	0,17
MgO	32,81	33,63	35,11	33,77	32,97	33,37	32,44	32,96	32,41	32,96	33,5
CaO	0,51	0,39	0,43	0,42	0,48	0,47	0,61	0,55	0,63	0,86	0,53
NiO	0,06	0,07	—	0,04	0,09	0,07	0,18	0,10	0,13	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	0,04	0,06	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	0,02	0,03	0,07	—	0,02	—	—	—
ZnO	0,02	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—
Σ	100,0	100,0	99,89	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,91	99,49
Si	1,91	1,91	1,91	1,914	1,90	1,93	1,91	1,92	1,92	1,869	1,887
Ti	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	—	0,004	—	—	0,005
Al	0,18	0,15	0,15	0,151	0,17	0,14	0,19	0,16	0,17	0,222	0,195
Cr	0,006	0,009	0,009	0,009	0,01	0,01	0,004	0,01	0,01	0,013	0,007
Fe ²⁺	0,185	0,168	0,177	0,168	0,19	0,003	0,19	0,17	0,19	0,167	0,171
Fe ³⁺	0,005	0,003	0,003	0,003	0,01	0,17	0,01	0,003	0,01	0,005	0,003
Mn	0,005	0,004	0,005	0,004	0,01	0,004	—	0,004	0,003	0,005	0,005
Mg	1,69	1,73	1,73	1,734	1,70	1,72	1,67	1,70	1,68	1,695	1,728
Ca	0,019	0,015	0,014	0,016	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,032	0,020
Ni	0,002	0,002	0,002	—	0,004	0,005	0,005	0,003	0,004	—	—
Σ	4,01	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00	4,00	4,01
Fe³⁺/ΣFe	0,026	0,010	0,015	0,019	0,031	0,017	0,134	0,016	0,019	0,030	0,018

Окончание табл. 6

Компо- нент	ЩЦ	210- y/76	Vt 7	Vt 8	Vt 9	Vt 11	Vt 12	Vt 13	Vt14	Vt 15
SiO ₂	54,91	54,58	54,53	56,19	54,28	55,95	56,51	55,17	53,51	55,0
TiO ₂	0,15	0,20	—	0,17	0,29	0,11	0,09	—	0,27	0,08
Al ₂ O ₃	4,28	4,75	4,49	3,82	4,53	4,18	4,33	3,37	4,71	3,79
Cr ₂ O ₃	0,3	0,32	0,58	0,51	0,63	0,64	0,60	0,71	0,69	0,69
FeO	5,66	5,66	6,14	6,22	5,26	6,33	5,72	5,47	7,10	5,56
Fe ₂ O ₃	—	0,17	0,25	0,21	—	—	—	—	—	0,15
MnO	0,15	0,17	—	0,09	0,07	0,11	—	—	—	0,05
MgO	34,09	33,83	32,89	31,91	33,27	31,74	32,08	34,32	33,07	33,90
CaO	0,45	0,48	1,15	0,91	0,98	0,94	0,68	0,96	0,95	0,86
K ₂ O	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—
Σ	99,95	99,97	99,99	100,0	99,35	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1
Si	1,891	1,881	1,891	1,942	1,882	1,93	1,94	1,90	1,86	1,897
Ti	0,004	0,005	—	0,004	0,008	0,003	0,002	—	0,007	0,002
Al	0,174	0,193	0,181	0,161	0,185	0,17	0,18	0,14	0,19	0,155
Cr	0,008	0,009	0,022	0,014	0,018	0,017	0,016	0,019	0,019	0,014
Fe ²⁺	0,163	0,163	0,171	0,185	0,153	0,18	0,16	0,16	0,20	0,159
Fe ³⁺	—	0,005	0,01	0,006	—	—	—	—	—	0,004
Mn	0,004	0,005	—	0,003	0,002	0,003	—	—	—	—
Mg	1,750	1,737	1,703	1,641	1,7	1,63	1,64	1,77	1,71	1,743
Ca	0,017	0,018	0,042	0,034	0,037	0,035	0,025	0,036	0,035	0,032
Σ	4,08	4,01	4,01	3,99	4,00	3,97	3,96	4,03	4,02	4,01
Fe³⁺/ΣFe	—	0,029	0,040	0,033	—	—	—	—	—	0,025

Таблица 7

Химический состав моноклинных пироксенов

Компо- нент	8520/ 11	8520/ 40	8520/ 35	8520/ 9	8530/ 15	8530/ 47	4334/ 14	4334/ 28	Ch19 93	647	878- 01
SiO ₂	50,46	51,85	52,65	52,15	51,18	52,53	52,43	51,36	50,64	50,66	51,00
TiO ₂	0,43	0,55	0,36	0,46	0,64	0,23	0,60	0,86	0,71	0,25	0,71
Al ₂ O ₃	6,75	6,48	4,11	5,89	6,62	5,76	7,60	6,12	7,16	6,76	7,32
Cr ₂ O ₃	0,48	1,04	0,65	1,01	0,93	1,16	0,51	1,18	0,83	0,93	0,73
FeO	1,97	1,92	1,84	1,69	2,16	1,90	2,59	2,72	2,39	2,03	2,62
Fe ₂ O ₃	0,59	0,45	0,44	0,53	0,57	0,50	0,61	0,06	0,42	0,74	—
MnO	0,10	0,06	—	0,04	0,09	0,08	—	0,09	0,07	0,17	0,17
MgO	14,93	15,12	15,93	15,52	14,75	15,34	14,85	14,93	14,65	16,36	15,18
CaO	22,21	20,57	22,33	21,0	21,09	20,60	19,31	20,88	20,71	20,68	20,45
Na ₂ O	1,96	1,88	1,00	1,65	1,81	1,77	1,81	1,64	2,35	1,24	2,07
K ₂ O	—	0,07	—	0,06	0,07	0,05	—	0,08	—	—	—
Σ	100,0	100,0	100,3	100,0	100,0	100,0	100,3	100,0	99,97	99,61	100,2
Si	1,84	1,886	1,876	1,873	1,86	1,899	1,881	1,868	1,843	1,843	1,846
Ti	0,012	0,012	0,015	0,017	0,017	0,006	0,016	0,024	0,019	0,007	0,019
Al	0,29	0,251	0,277	0,280	0,284	0,245	0,321	0,263	0,307	0,29	0,313
Cr	0,014	0,029	0,03	0,029	0,027	0,033	0,014	0,034	0,024	0,027	0,079
Fe ²⁺	0,06	0,051	0,057	0,065	0,066	0,057	0,078	0,083	0,073	0,06	0,079
Fe ³⁺	0,016	0,015	0,014	0,015	0,016	0,014	0,016	0,002	0,012	0,022	—
Mn	0,003	0,001	0,002	0,003	0,003	0,002	—	0,003	0,002	0,005	0,005
Mg	0,811	0,836	0,816	0,789	0,799	0,827	0,794	0,809	0,795	0,887	0,819
Ca	0,868	0,813	0,798	0,811	0,821	0,798	0,742	0,814	0,808	0,806	0,793
Na	0,082	0,102	0,113	0,126	0,102	0,112	0,126	0,096	0,117	0,088	0,146
K	—	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	—	0,004	—	—	—
Σ	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,03	4,04
Fe ³⁺ /ΣFe	0,211	0,197	0,194	0,227	0,195	0,197	0,170	0,024	0,141	0,272	—

Окончание табл. 7

Компо- нент	ШЦ	210- у/76	Vt 7	Vt 8	Vt 9	Vt 11	Vt 12	Vt 13	Vt14	Vt 15
SiO ₂	50,79	51,26	51,77	52,46	51,63	51,69	52,27	52,44	51,93	51,10
TiO ₂	0,66	0,6	0,51	0,67	0,71	0,53	0,50	—	0,41	0,47
Al ₂ O ₃	7,43	7,25	5,99	6,05	4,03	6,43	5,96	3,63	6,20	5,76
Cr ₂ O ₃	0,75	0,83	1,03	1,09	1,06	1,08	1,12	1,23	1,04	0,95
FeO	1,85	1,93	2,64	2,71	3,15	3,15	2,68	2,72	3,55	2,26
Fe ₂ O ₃	0,44	0,61	0,73	0,65	0,68	—	—	—	—	0,51
MnO	0,17	—	—	0,07	—	0,14	0,13	—	—	—
MgO	15,14	15,03	16,48	15,98	17,51	15,60	15,20	18,01	16,44	16,70
CaO	20,74	20,5	19,66	18,12	20,97	18,78	19,97	21,98	19,25	20,07
Na ₂ O	2,07	2,14	1,24	2,26	0,68	2,63	2,15	—	1,51	1,70
K ₂ O	—	—	—	—	0,07	—	0,03	—	—	—
Σ	99,86	100,6	99,99	100,1	100,4	100,0	100,0	100,0	100,3	99,46
Si	1,843	1,854	1,872	1,893	1,875	1,87	1,89	1,90	1,87	1,862
Ti	0,018	0,017	0,013	0,022	0,02	0,014	0,014	—	0,011	0,013
Al	0,318	0,309	0,264	0,261	0,173	0,28	0,25	0,16	0,27	0,247
Cr	0,022	0,024	0,034	0,032	0,03	0,03	0,032	0,035	0,03	0,027
Fe ²⁺	0,055	0,057	0,08	0,082	0,096	0,10	0,08	0,08	0,11	0,069
Fe ³⁺	0,013	0,018	0,022	0,02	0,021	—	—	—	—	0,015
Mn	0,005	—	—	0,002	—	0,004	0,004	—	—	—
Mg	0,819	0,811	0,894	0,862	0,948	0,84	0,82	0,97	0,89	0,907
Ca	0,806	0,795	0,761	0,703	0,816	0,73	0,78	0,85	0,75	0,784
Na	0,146	0,147	0,091	0,161	0,048	0,19	0,15	—	0,11	—
K	—	—	—	—	0,003	—	0,001	—	—	—
Σ	4,04	4,03	4,01	4,02	4,03	4,06	4,02	4,00	4,04	3,92

Химический состав шпинелей

Компю- нент	8520/ 11	8520/ 40	8520/ 35	8520/ 9	8530/ 15	8530/ 47	4334/ 14	4334/ 28	Ch19 93	647	878- 01	ШЦ	210- у/76	Vt7	Vt8	Vt9	Vt11	Vt12	Vt13	Vt14	Vt15
SiO ₂	—	0,16	0,17	—	0,41	0,07	—	0,11	—	0,24	0,20	0,28	0,27	—	0,28	0,32	—	—	—	0,16	0,15
TiO ₂	0,05	0,11	0,08	—	0,11	0,05	—	0,26	0,13	—	0,16	0,15	0,14	0,14	0,46	0,48	0,48	0,15	—	0,38	0,42
Al ₂ O ₃	62,90	56,87	55,97	48,63	57,52	54,67	60,58	53,38	58,27	56,48	60,92	60,22	59,70	47,23	45,76	46,80	43,96	53,37	40,80	48,45	45,21
Cr ₂ O ₃	4,98	11,47	12,48	13,09	9,88	14,39	6,66	14,47	9,15	11,73	7,38	8,49	8,92	20,87	21,49	21,01	21,80	14,80	28,35	18,69	22,40
FeO	7,17	8,42	8,70	10,81	9,39	9,16	9,42	10,06	9,12	7,68	7,74	8,00	8,19	8,94	7,32	7,01	9,76	8,14	8,62	8,40	8,33
Fe ₂ O ₃	2,39	2,12	1,69	2,16	1,74	1,35	1,62	1,71	1,57	2,30	3,89	1,44	1,66	3,63	5,07	4,53	4,97	2,49	3,81	3,24	3,13
MnO	0,10	0,20	0,32	—	0,20	0,06	—	0,10	0,10	0,29	0,18	—	0,21	—	0,17	0,22	0,09	0,08	—	0,14	—
MgO	21,81	20,27	20,31	25,16	20,33	19,80	21,55	19,56	21,06	20,67	21,15	21,09	20,67	19,25	19,57	19,90	18,93	20,44	18,41	19,89	19,39
CaO	0,00	0,01	—	—	0,05	0,03	—	0,02	0,03	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,01	—	0,03	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,34	—	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	—
NiO	0,49	0,30	0,28	—	0,37	0,09	0,37	0,35	0,45	0,36	0,40	0,38	0,40	0,29	0,29	0,20	0,34	0,42	—	0,30	—
ZnO	0,09	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—
Σ	99,99	100,0	100,0	99,85	100,0	100,0	100,2	100,0	100,0	99,75	99,74	99,80	99,88	100,0	99,96	100,1	99,95	99,80	100,0	99,91	99,39
Si	—	0,004	—	—	0,01	—	—	—	—	0,006	0,006	—	0,007	—	0,007	0,009	—	—	—	0,004	0,004
Ti	0,001	0,002	0,002	—	0,002	0,001	—	0,01	—	—	0,004	0,009	0,003	0,003	0,009	0,0	0,01	0,003	—	0,008	0,009
Al	1,86	1,71	1,73	1,584	1,75	1,68	1,82	1,65	1,77	1,727	1,829	1,814	1,801	1,51	1,466	1,488	1,43	1,660	1,340	1,528	1,453
Cr	0,10	0,26	0,23	0,275	0,20	0,30	0,13	0,30	0,19	0,241	0,149	0,166	0,181	0,45	0,462	0,448	0,48	0,310	0,620	0,395	0,483
Fe ²⁺	0,147	0,185	0,18	0,240	0,20	0,20	0,20	0,22	0,19	0,166	0,164	0,167	0,175	0,202	0,167	0,158	0,226	0,180	0,290	0,188	0,189
Fe ³⁺	0,049	0,036	0,045	0,043	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,036	0,082	0,115	0,102	0,115	0,055	—	0,065	0,071
Mn	0,002	0,007	0,004	—	0,004	0,001	—	0,002	0,002	0,007	0,004	0,004	0,005	—	0,004	0,005	0,002	0,002	—	0,003	—
Mg	0,82	0,79	0,78	0,997	0,78	0,77	0,82	0,77	0,81	0,799	0,803	0,804	0,789	0,78	0,793	0,80	0,78	0,800	0,760	0,793	0,788
Ca	—	—	—	—	0,001	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—
Ni	0,01	0,006	0,006	—	0,01	—	0,008	0,007	—	0,007	0,008	0,09	0,008	0,006	0,007	0,004	0,007	0,009	—	0,008	—
Σ	2,99	3,00	2,98	3,03	2,99	2,98	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99	3,00	3,03	3,02	3,01	3,04	3,02	3,01	2,99	3,01
Fe ³⁺ /ΣFe	0,250	0,201	0,163	0,167	0,156	0,128	0,147	0,145	0,147	0,230	0,191	0,153	0,169	0,289	0,409	0,392	0,337	0,234	0,306	0,275	0,273

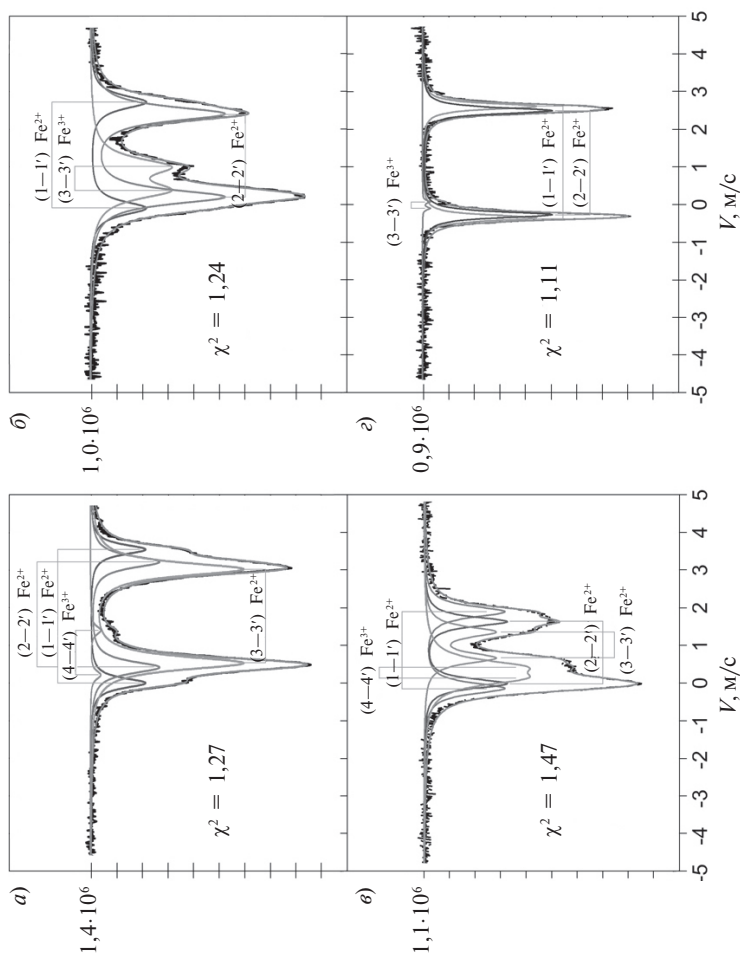


Рис. 2. ЯГР-спектры ромбических пироксенов (а), моноклиновых пироксенов (б), шпинелей (в) и оливинов (г) из перидотитовых ксенолитов в кайнозойских щелочных базальтах Байкало-Монгольской области

соотносятся как 1:1. В соответствии с работами [Крижанский, 1974; Никитина, 1978] дублеты с $2,82 < \text{КР} < 2,99$ мм/с и значениями $1,12 < \text{ХС} < 1,42$ мм/с должны быть соотнесены с Fe^{2+} в позиции М1, дублеты с $1,83 < \text{КР} < 2,47$ мм/с и $1,12 < \text{ХС} < 1,43$ мм/с — с Fe^{2+} в позиции М2, дублеты с $0,54 < \text{КР} < 0,85$ мм/с и $0,35 < \text{ХС} < 0,69$ мм/с — с Fe^{3+} в октаэдрической позиции. Однако такое соотнесение дублетов закисного железа с позициями М1 и М2 справедливо только для пироксенов бинарного состава.

При математической обработке спектров высокоглиноземистых ромбических пироксенов использовались два способа разложения: с выделением двух и трех дублетов закисного железа. В обоих способах разложения дублет с $\text{КР} = 2,82\text{—}3,00$ мм/с в соответствии с работой [Никитина, 1976] был соотнесен с Fe^{2+} в позиции М1. Присутствие этого дублета (соответственно наличие железа в позиции М1) установлено не во всех спектрах. Его отсутствие в спектрах обусловлено, скорее всего, слишком незначительным для чувствительности инструмента содержанием Fe^{2+} в М1 при низком суммарном содержании закисного железа в мантийных ромбических пироксенах. Два дублета с КР , равным $2,18\text{—}2,47$ и $1,83\text{—}2,14$ мм/с, были соотнесены с субпозициями М2 α и М2 β , соответственно. Наличие субпозиций октаэдра М2, как показано в работах [Никитина, 1976], обусловлено различием второй (катионной) координационной сферы в этой позиции.

С увеличением концентрации R^{3+} происходит перераспределение закисного Fe^{2+} между субпозициями М2 α и М2 β (рис. 3): при низкой концентрации R^{3+} примерно 80—90 % закисного железа находится в М2 β , а остальное — либо в М2 α , либо в М1 [Гончаров, 2007]. При $\text{R}^{3+} = 0,16\text{—}0,22$ а. е. содержание Fe^{2+} в субпозициях М₂ постепенно выравнивается. КР всех дублетов в спектрах также зависит от R^{3+} , особенно хорошо это заметно для дублета, соотнесенного с октаэдром М1. Уменьшение значения КР с увеличением суммы трехвалентных катионов отражает увеличение степени искаженности координационного полиэдра. Зависимость такого рода была показана при изучении структуры кальциевых амфиболов в работе [Христофоров, 1973].

При разложении экспериментальных спектров ортопироксенов на компоненты, учитывающем наличие субпозиций М2 α и М2 β и без их учета (выделение дублета, отвечающего закисному железу в целом в позиции М2), доля окисного железа в пределах погрешности не изменяется (рис. 4).

Моноклинные пироксены. Изученные образцы из мантийных перидотитов относятся к высококальциевым разновидностям (простран-

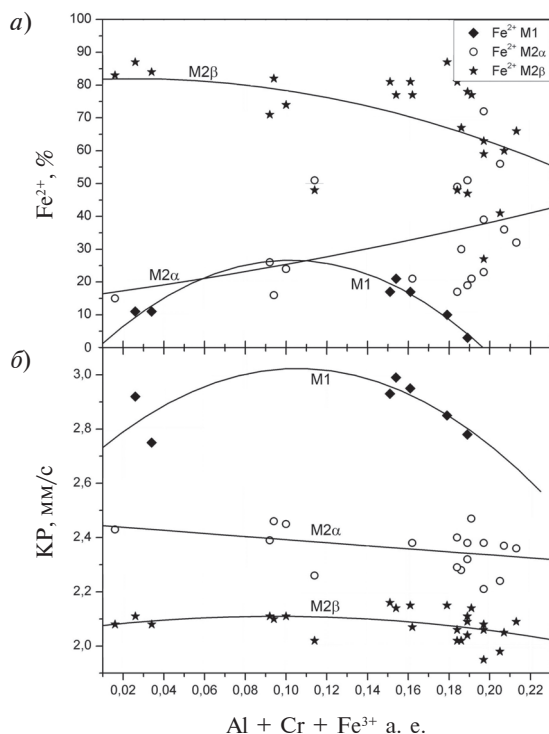


Рис. 3. Зависимость квадрупольного расщепления дублетов в ЯГР-спектрах ромбических пироксенов от содержания в них трехвалентных катионов (R^{3+} , а. е.)

ственная группа C2/c) с ограниченным изоморфным замещением катионов Ca^{2+} однозарядными катионами Na^{+} и особенно K^{+} (см. табл. 7). Низкое содержание FeO и присутствие во всех образцах Cr_2O_3 (от 0,5 до 1,5 мас. %) позволяет классифицировать их как хром-диопсиды.

В ЯГР-спектрах выделяются два или три дублета КР (см. табл. 3, рис. 2, б). В соответствии с работами [Никитина, 1978; Екимов, 1973] дублеты с $2,25 < \text{КР} < 2,69$ мм/с и значениями $1,15 < \text{ХС} < 1,31$ мм/с соотносены с Fe^{2+} в позиции М2, дублеты с $1,82 < \text{КР} < 2,08$ мм/с и $1,10 < \text{ХС} < 1,26$ мм/с — с Fe^{2+} в позиции М1, дублеты с $0,41 < \text{КР} < 0,91$ мм/с и $0,29 < \text{ХС} < 0,67$ мм/с — с Fe^{3+} в октаэдрической позиции.

Шпинели из перидотитовых ксенолитов относятся к высокоглиноземистым хромсодержащим разновидностям (см. табл. 8). В структуре

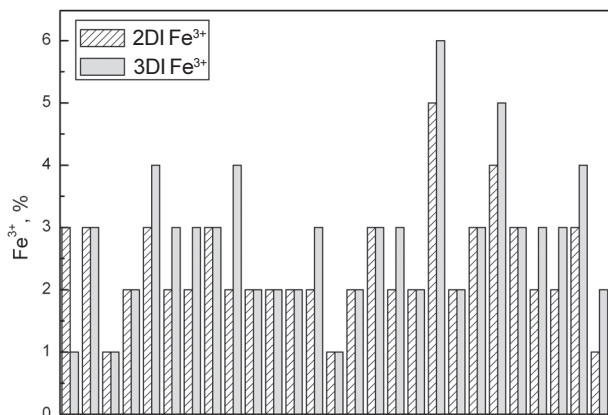


Рис. 4. Содержание Fe^{3+} в ромбических пироксенах при выделении двух (2DI Fe^{3+}) и трех (3DI Fe^{3+}) дублетов КР закисного железа

нормальных шпинелей с общей формулой AB_2O_4 (пространственная группа $\text{O}_h^7\text{-Fd}3\text{m}$) двухвалентные катионы (Mg , Zn , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+}) заселяют позиции тетраэдрической координации (А), а трехвалентные катионы (Al , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{3+} , V^{3+} и Ti^{4+}) — позиции октаэдрической координации (В). Однако распределение катионов между тетраэдрическими и октаэдрическими позициями в структуре шпинелей может осуществляться не только указанным выше способом (нормальное распределение). Возможно также обращенное распределение, когда все двухвалентные катионы заселяют только октаэдрические позиции, а трехвалентные — тетра- и октаэдрические позиции, и промежуточное, или частично обращенное (инвертированное), распределение, когда часть двухвалентных катионов находится в тетраэдрических, а часть — в октаэдрических позициях. Формула частично обращенных шпинелей следующая: $(\text{B}_\lambda \text{A}_{1-\lambda})_{\text{IV}}(\text{A}_\lambda \text{B}_{2-\lambda})_{\text{VI}}\text{O}_4$, где λ — степень обращенности.

В мессбауэровских спектрах шпинелей из перидотитов отсутствуют секстеты, что свидетельствует о парамагнитном состоянии железа в их структуре. В спектрах выделяются четыре дублета КР (см. рис. 2, в). Соотнесение дублетов КР (см. табл. 4) проводилось с использованием методики, предложенной в работе [Мацюк, 1989]. Три дублета (1—1', 2—2', 3—3') с $0,71 < \text{КР} < 2,40$ мм/с и значениями $0,56 < \text{ХС} < 1,20$ мм/с соотнесены с Fe^{2+} в тетраэдрах, а дублет (4—4') с $0,28 < \text{КР} < 0,84$ мм/с и $0,28 < \text{ХС} < 0,52$ мм/с — с Fe^{3+} в октаэдрах. Дублеты КР, которые можно было бы соотнести с Fe^{2+} в октаэдрах и с Fe^{3+} в тетраэдрах, в спектрах шпинелей,

отсутствуют. Поэтому все исследованные шпинели характеризуются нормальным распределением ионов Fe ($\lambda_{\text{Fe}} = 0$).

Особенностью спектров шпинелей является наличие трех дублетов КР (1—1', 2—2', 3—3'), соотнесенных с Fe^{2+} в тетраэдрах. Появление вместо одного трех дублетов, вероятно, связано с влиянием на локальную симметрию тетраэдрических позиций и, соответственно, на величину КР дублетов состава ближайшей катионной координационной сферы, образуемой катионами Al, Cr и Fe^{3+} в 12 окружающих октаэдрах. Выделение набора дублетов КР, соответствующих всем возможным вариациям состава ближайшей катионной сферы, не представляется возможным. С. Мацюк [Мацюк, 1989], используя метод точечных зарядов, рассчитал зависимость величины КР дублетов Fe^{2+} в тетраэдрах от содержания алюминия в хромшпинелидах. Эта зависимость позволяет предположить, что внутренний дублет 3—3' соответствует $\text{Fe}_{\text{тетр}}^{2+}$, в ближайшей катионной сфере которого находится преимущественно Cr^{3+} (субпозиция γ), а дублет 1—1' — $\text{Fe}_{\text{тетр}}^{2+}$, в ближайшей катионной сфере которого концентрируется Al^{3+} (субпозиция α). Тогда дублет 2—2' соответствует промежуточному по содержанию Cr^{3+} , Al^{3+} , Fe^{3+} составу катионной сферы (субпозиция β).

Спектры всех исследуемых шпинелей, так же как и спектры ромбических пироксенов, были разложены двумя способами: с выделением трех и двух субпозиций в тетраэдрах. Соответственно в мессбауэрских спектрах шпинелей выделялись три дублета КР (1—1', 2—2', 3—3'), соотнесенных с Fe^{2+} в тетраэдрах, как это показано в работе [Мацюк, 1989], и два дублета КР (1—1', 2—2') в предположении, что Fe^{2+} отсутствует в промежуточной по содержанию Cr^{3+} , Al^{3+} , Fe^{3+} катионной сфере (субпозиция β). Применение различных способов разложения не влияет на определение содержания окисного железа (рис. 5).

Результаты мессбауэровских исследований показывают, что минералы ксенолитов характеризуются различной степенью окисления железа φ ($\varphi = \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$) при одинаковых температурах и давлениях (рис. 6). Максимальная степень окисления наблюдается в шпинелях, минимальная — в ортопироксенах.

Фугитивность кислорода. Для оценки фугитивности кислорода f_{O_2} нами использован оксобарометрический метод. Поскольку в перидотитах присутствует парагенетическая ассоциация минералов оливин-ортопироксен-шпинель, можно было использовать две версии оливин-ортопироксен-шпинелевого оксобарометра [Bryndzia, 1990; Ballhaus, 1991] и оливин-шпинелевый оксобарометр [Taylor, 1998] и затем проверить их согласованность между собой.

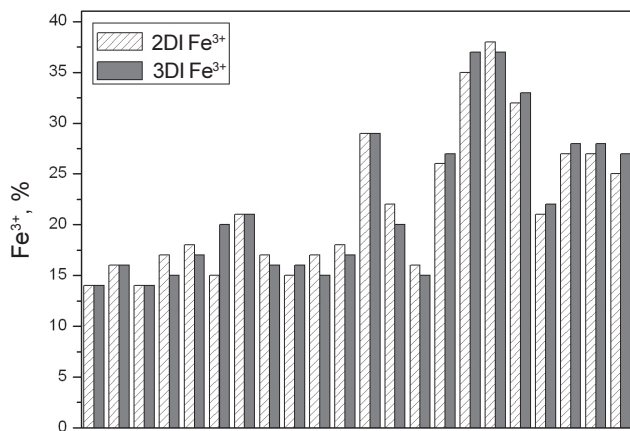


Рис. 5. Содержание Fe^{3+} в шпинелях при выделении двух (2DI Fe^{3+}) и трех (3DI Fe^{3+}) дублетов КР закисного железа

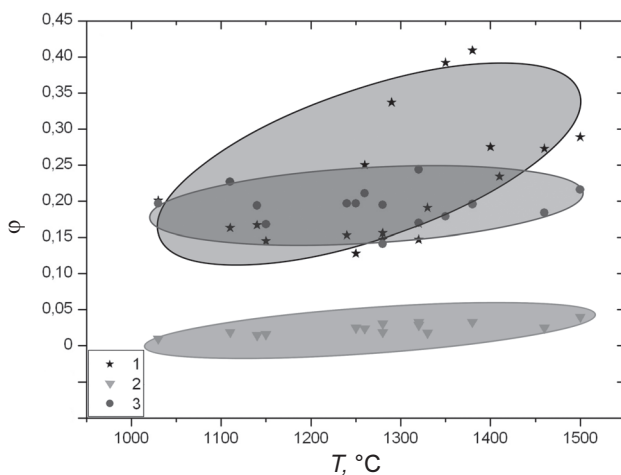


Рис. 6. Степень окисления железа $\phi = \text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ в сосуществующих минералах мантийных перидотитов при различной температуре. Содержание Fe^{2+} и Fe^{3+} , а.е.:

1 — шпинели; 2 — ортопироксены; 3 — моноклинные пироксены

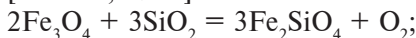
Оливин-ортопироксен-шпинелевые оксобарометры. Обе версии оливин-ортопироксен-шпинелевого оксобарометра основываются на реакции $6\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 = 3\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$.

Версия I [Bryndzia, 1990]

$$\lg(f_{O_2})_{P,T} = \lg(f_{O_2}^{FMQ})_{P,T} + \frac{220}{T} + 0,35 - \frac{0,0369P}{T} - \\ - 6 \lg a_{Fe_2SiO_4}^{Ol} + 3 \lg a_{Fe_2Si_2O_6}^{Opx} + 2 \lg a_{Fe_3O_4}^{Sp}, \quad (1)$$

где $f_{O_2}^{FMQ}$ — фугитивность кислорода для буферной реакции FMQ

[O'Neill, 1987]:



$$a_{Fe_2SiO_4}^{Ol} = x_{Fe}^2 \exp\left(\frac{1006x_{Mg}^2}{T}\right);$$

x_{Fe} , x_{Mg} — мольные доли фаялита Fa и форстерита Fo, соответственно;

$$a_{Fe_2Si_2O_6}^{Opx} = x_{Fe}^{M1} x_{Fe}^{M2};$$

x_{Fe}^{M1} , x_{Fe}^{M2} — содержание Fe в позициях M1 и M2, а. е.;

$$\lg a_{Fe_3O_4}^{Sp} = \lg \left[\frac{(Fe^{2+})(Fe^{3+})^2}{4} \right] + \frac{1}{T} [406(Al)^2 + 653(Mg)(Al) + 299(Cr)^2 + \\ + 199(Cr)(Al) + 346(Mg)(Cr)]$$

(Al, Cr, Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} — содержание элементов в шпинели, а. е., в пересчете на четыре атома кислорода; T — температура, К; P — давление, бар).

Уравнение оксобарометра рассчитано термодинамическим путем при использовании активностей фаялита в оливинах и ферросилита в ортопироксенах, получаемых из соотношений, предложенных в работе [Mattioli, 1988], и активности магнетита в шпинелях в соответствии с [Wood, 1990]. Погрешность определения $\lg f_{O_2}$ с помощью оксобарометра Бринджи—Вуда по оценке самих авторов составляет 0,3—0,7 логарифмических единиц при достоверном определении температуры и давления. Этот сенсор был использован авторами при определении фугитивности кислорода для ксенолитов субконтинентальной и субокеанической верхней мантии.

Версия II [Ballhaus, 1991]

Калибровка оливин-ортопироксен-шпинелевого оксобарометра Боллхауса была произведена на основе экспериментальных данных по равновесию минералов в синтетических шпинелевых гарцбургитах и лерцолитах в интервале температур 1040—1300 °С и

давлений 0,3—2,7 ГПа при контролируемой фугитивности кислорода.

В этой версии фугитивность кислорода рассчитывается относительно кварц-фаялит-магнетитового буфера (FMQ):

$$\Delta \lg(f_{O_2})^{FMQ} = 0,27 + \frac{2505}{T} - 400 \frac{P}{T} - 6 \lg(x_{Fe}^{Ol}) \sum_{i=1}^n X_i - \\ - 3200 \frac{(1 - x_{Fe}^{Ol})^2}{T} + 2 \lg(x_{Fe^{2+}}^{Sp}) + 4 \lg(x_{Fe^{3+}}^{Sp}) + 2630 \frac{(x_{Al}^{Sp})^2}{T}, \quad (2)$$

где

$$\Delta \lg f_{O_2}^{FMQ} = 4,426 - \frac{1895}{T} - 0,037 \frac{P}{T} + 3 \lg a_{SiO_2} - 6 \lg(1 - x_{Fo}) - \left(\frac{4239}{T} \right) (x_{Fo})^2 + \\ + 2 \lg x_{Fe-Sp} + 4 \lg(y_{Fe^{3+}})^2 + \left(\frac{4270}{T} \right) (y_{Al})^2 + \left(\frac{4626}{T} \right) (y_{Ti})^2; \\ \lg a_{SiO_2} = -\frac{15,68}{T} - 0,165 - 0,0087 \frac{P}{T} + 2 \lg x_{En} - 2 \lg x_{Fo} - \left(\frac{1413}{T} \right) (1 - x_{Fo})^2; \\ x_{En} = \frac{Ae^\beta}{1 + Ae^\beta}; \quad A = \frac{x_{Fo}}{1 - x_{Fo}}; \quad \beta = \frac{134}{T} - 0,078 + 0,0027 \frac{P}{T};$$

$$x_{Fe^{3+}}^{Sp} = \frac{Fe^{3+}}{\Sigma Fe}; \quad x_{Al}^{Sp} = \frac{Al}{\Sigma R^{3+}}; \\ x_{Fe}^{Ol} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}; \quad x_{Fe^{2+}}^{Sp} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg};$$

P , ГПа; T , К.

Степень окисления железа в минералах, включая шпинель, рассчитывалась стехиометрическим методом. Авторы рассматривают полученный ими оксобарометр как полуколичественный, пригодный для оценки фугитивности кислорода в шпинельсодержащих породах мантии, а также ее магматических производных. Разумные результаты могут быть получены для пород, кристаллизовавшихся при температурах не ниже 800 °С.

Оливин-шпинелевый оксобарометр был калиброван на основе экспериментов по равновесию $3Fe_2SiO_4 + 2O_2 \rightarrow 2Fe_3O_4 + 3SiO_2$ при давлении до 3,5 ГПа. Степень окисления железа в минералах определена мессбауэровским методом.

Аналитический вид оксобарометра следующий:

$$\begin{aligned}
\Delta \lg f_{\text{O}_2}^{\text{FMQ}} &= 4,426 - \frac{1895}{T} - 0,037 \frac{P}{T} + 3 \lg a_{\text{SiO}_2} - \\
&- 6 \lg(1 - x_{\text{Fo}}) - \left(\frac{4239}{T} \right) (x_{\text{Fo}})^2 + 2 \lg x_{\text{Fe-Sp}} + \\
&+ 4 \lg(y_{\text{Fe}^{3+}})^2 + \left(\frac{4270}{T} \right) (y_{\text{Al}})^2 + \left(\frac{4626}{T} \right) (y_{\text{Ti}})^2; \\
\lg a_{\text{SiO}_2} &= -\frac{15,68}{T} - 0,165 - 0,0087 \frac{P}{T} + \\
&+ 2 \lg x_{\text{En}} - 2 \lg x_{\text{Fo}} - \left(\frac{1413}{T} \right) (1 - x_{\text{Fo}})^2; \\
x_{\text{En}} &= \frac{Ae^\beta}{1 + Ae^\beta}; \quad A = \frac{x_{\text{Fo}}}{1 - x_{\text{Fo}}}; \quad \beta = \frac{134}{T} - 0,078 + 0,0027 \frac{P}{T},
\end{aligned} \tag{3}$$

x_{En} , x_{Fo} — мольные доли энстатита и форстерита, соответственно;

$$\begin{aligned}
x_{\text{Fe-Sp}} &= \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}; \quad y_{\text{Fe}^{3+}} = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al} + 2\text{Ti}}; \\
y_{\text{Al}} &= \frac{\text{Al}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al} + 2\text{Ti}}; \quad y_{\text{Ti}} = \frac{\text{Ti}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al} + 2\text{Ti}},
\end{aligned}$$

где T — температура, К; P — давление, бар.

Этот оксобарометр пригоден для высокобарических и высоко-температурных перидотитовых ассоциаций, содержащих шпинель. Его преимуществом по сравнению с оксобарометром Бринджи—Вуда является то, что в нем используются концентрации, а не активности железа и других элементов в минералах. В оксобарометре Бринджи—Вуда для расчета активности закисного железа в ортопироксене требуется определение заселенности этим элементом неэквивалентных позиций M1 и M2. Для этого используется расчетный способ, предложенный в работе [Wood, 1973]. Однако распределение закисного железа между неэквивалентными позициями в структуре ортопироксенов, рассчитанное этим способом, не соответствует распределению, устанавливаемому методом мессбауэровской спектроскопии.

Результаты расчетов фугитивности кислорода по оксобарометрам относительно буфера FMQ ($\Delta \lg f_{\text{O}_2} = \lg f_{\text{O}_2} - \lg f_{\text{O}_2}^{\text{FMQ}}$) суммированы в табл. 9. Там же приведены равновесные значения температуры и давления для каждого образца. Изученные нами перидотитовые ксенолиты кристаллизовались в широком диапазоне температуры (1030—1500 °C) и давления (29—47 кбар).

Условия образования перидотитов и значения $\Delta(\lg f_{\text{O}_2})_{\text{FMQ}}$ для ксенолитов и буферных реакций

Образец	T, °C	P, кбар	H, км	φ _{Sp}	φ _{Opx}	φ _{Npx}	Δ(lg f _{O₂}) _{FMQ} [*]					
							Taylor, 1998	Bryndzia, 1990	Ballhaus, 1991	WM	CCO	EMOD/G
Плато Дариганга												
8520/11	1260	36	120	0,250	0,024	0,211	-0,9	-1,2	1,1	-0,7	-0,6	-1,0
8520/35	1030	29	100	0,201	0,010	0,197	-1,3	-0,9	1,1	-1,5	-0,2	-0,9
8520/40	1110	32	110	0,163	0,019	0,227	-1,4	-1,1	0,9	-1,2	-0,3	-1,0
8520/9	1140	33	110	0,167	0,015	0,194	-1,7	-2,3	0,2	-1,1	-0,4	-1,0
Тариятская депрессия												
8530/15	1280	35	120	0,156	0,031	0,195	-1,2	-1,5	0,6	-0,6	-0,7	-1,0
8530/47	1250	37	120	0,128	0,025	0,197	-1,8	-1,8	0,5	-0,7	-0,6	-1,1
4334/14	1320	36	120	0,147	0,033	0,170	-1,7	-2,4	0,1	-0,5	-0,7	-1,0
4334/28	1150	32	110	0,145	0,016	0,168	-1,4	-1,6	0,6	-1,0	-0,4	-1,0
Chl1993	1280	35	120	0,147	0,019	0,141	-1,5	-1,7	0,4	-0,6	-0,7	-1,0
878-01	1330	36	120	0,191	0,018	—	-1,0	-1,5	0,9	-0,5	-0,8	-1,1
ШЦ	1240	34	110	0,153	—	0,197	-1,3	-1,5	0,8	-0,7	-0,6	-1,0
210-γ/76	1320	35	120	0,169	0,029	0,244	-0,9	-1,3	1,0	-0,5	-0,8	-1,0
Плато Витим												
Vt7	1500	47	160	0,289	0,040	0,216	-0,4	-0,8	1,7	-0,1	-1,0	-1,3
Vt8	1380	45	150	0,409	0,033	0,196	-0,4	-0,5	2,0	-0,4	-0,7	-1,2
Vt9	1350	42	140	0,392	—	0,179	-0,1	0,0	2,4	-0,5	-0,7	-1,1
Vt11	1290	39	130	0,337	—	—	-0,1	0,0	2,1	-0,6	-0,6	-1,1
Vt12	1410	42	140	0,234	—	—	-0,8	-1,2	1,3	-0,3	-0,8	-1,2
Vt14	1400	42	140	0,275	—	—	-0,8	-1,0	1,4	-0,3	-0,8	-1,2
Vt15	1460	46	160	0,273	0,025	0,184	-0,6	-0,9	1,8	-0,2	-0,9	-1,2

* значения $\Delta(\lg f_{\text{O}_2})_{\text{FMQ}}$ для буферных реакций рассчитаны по уравнениям: FMQ и WM [Бабич, 1999]; CCO [Connolly, 1995], EMOD/G [Eggler, 1982].

Сравнение результатов расчета $\Delta\lg f_{O_2}$, полученных по трем оксобарометрам (рис. 7), показывает, что расхождение в значениях $\Delta\lg f_{O_2}$ превышает погрешности каждого из них. Поэтому был сделан вывод, что они не согласованы между собой и, соответственно, расчет средних значений $\Delta\lg f_{O_2}$ недопустим. В дальнейшем мы используем только результаты определения фугитивности кислорода, получаемые с помощью оливин-шпинельного оксобарометра [Taylor, 1998], поскольку этот сенсор был калиброван на основе экспериментов, проведенных в условиях температур и давлений, близких к условиям кристаллизации исследуемых в настоящей работе мантийных перидотитов. К тому же, как указывалось выше, он не требует знания концентрационных и температурных зависимостей коэффициентов активности компонентов в минералах и межпозиционного распределения закисного железа в структуре ортопироксенов, которое, как известно, также зависит от температуры.

Для ксенолитов плато Дариганга значения $\Delta\lg f_{O_2}$ изменяются от $-0,9$ до $-1,7$, Тариатской депрессии — от $-0,9$ до $-1,8$, Витимского плато — от $-0,8$ до $-0,1$. На трехмерной диаграмме (рис. 8) отражена зависимость $\Delta\lg f_{O_2}$ от температуры и давления. Она показывает

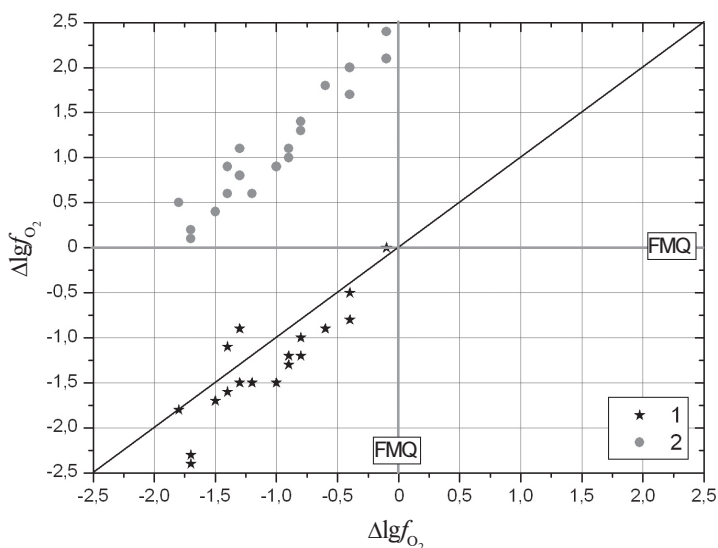


Рис. 7. Сравнение значений $\Delta\lg f_{O_2}$ (относительно буфера FMQ) для ксенолитов мантийных перидотитов из базальтов Байкало-Монгольской области, рассчитанных с помощью двух версий оливин-ортопироксен-шпинельного и оливин-шпинельного [Taylor, 1998] оксобарометров: 1 — [Bryndzia, 1990]; 2 — [Ballhaus, 1991]

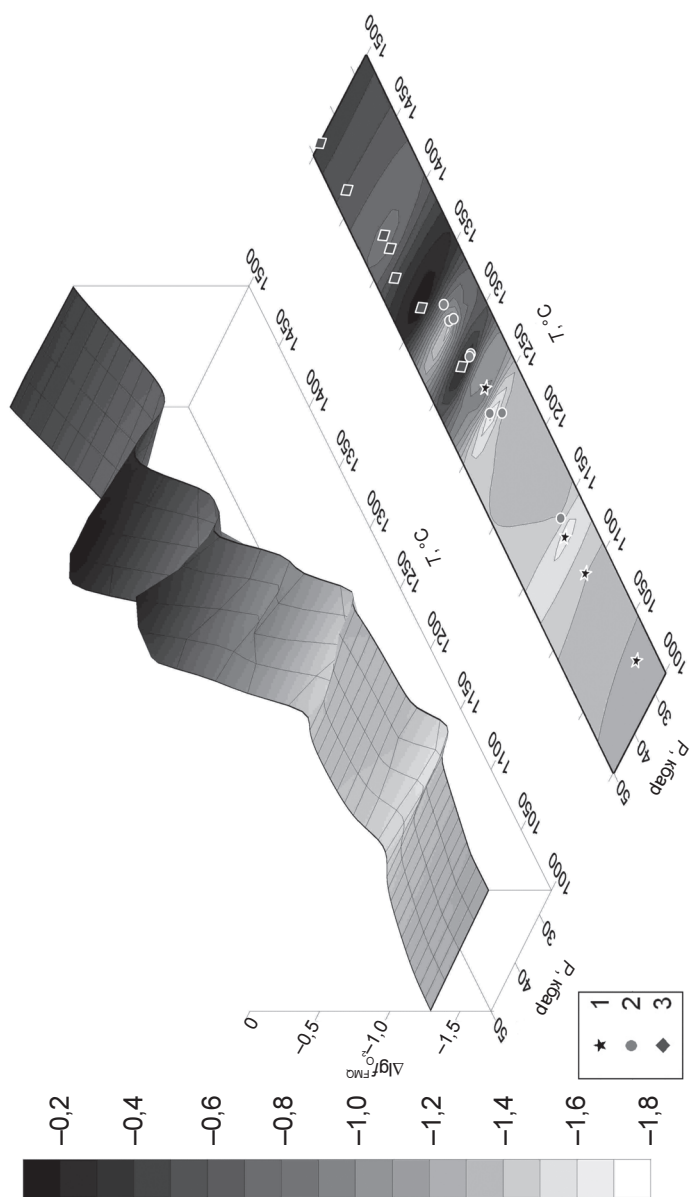


Рис. 8. T - P - $\Delta \lg f_{O_2}$ -диаграмма для ксенолитов мантийных перидотитов в базальтах Байкало-Монгольской области:

1 — плато Дариганга; 2 — Тариатская депрессия; 3 — Витимское плато

увеличение фугитивности кислорода с возрастанием температуры и давления (соответственно глубины) кристаллизации перидотитов верхней мантии Байкало-Монгольской области. Наиболее высокие значения T , P и $\Delta \lg f_{O_2}$ характерны для перидотитовых ксенолитов из мантии в пределах Витимского плато.

Фугитивность кислорода в мантии в пределах всех регионов ниже фугитивности кислорода буфера FMQ. На диаграмме температурной зависимости $\Delta \lg f_{O_2}$ (рис. 9) точки ксенолитов расположены ниже кривых для вюстит-магнетитового буфера в интервале давлений от 30 до 50 кбар [Бабич, 1999]. Отклонение точек составляет от 0,1 до 1,5 логарифмической единицы. Положение кривых для буфера EMOG/G в том же интервале давления рассчитано по уравнению [Eggler, 1982], для буфера CCO — по программе Perpel [Connolly, 1995]. Были рассчитаны значения $\Delta \lg f_{O_2}$ (относительно буфера FMQ) для каждого образца, для буферных реакций WM, CCO и EMOG/G (см. табл. 9). Большая часть ксенолитов из Витимского района располагается

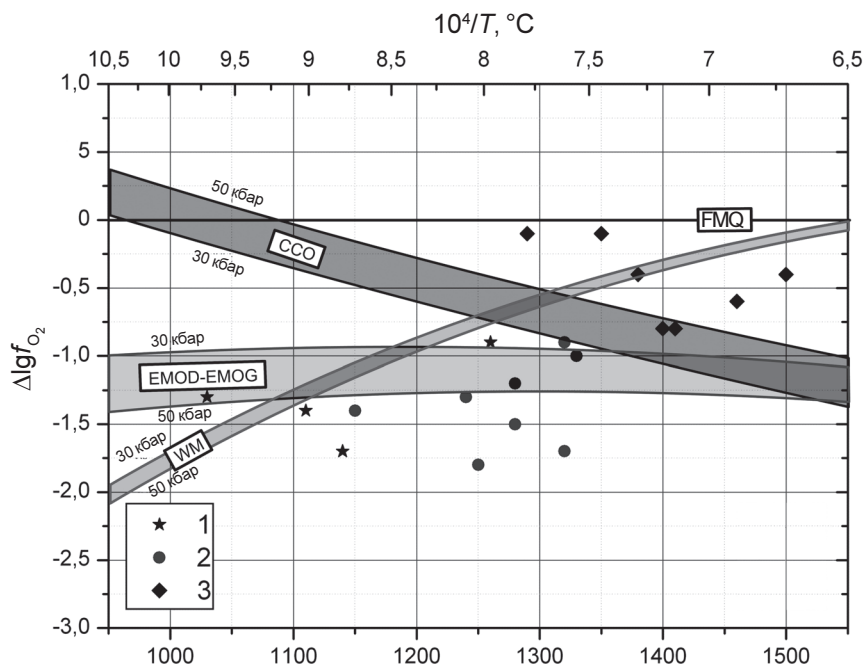


Рис. 9. Температурная зависимость значений $\Delta \lg f_{O_2}$ (относительно буфера FMQ), рассчитанных с помощью оливин-шпинельного оксодометра [Taylor, 1998] для ксенолитов перидотитов из базальтов Байкало-Монгольской области:

1 — плато Дариганга; 2 — Тариатская депрессия; 3 — Витимское плато

области устойчивости карбоната в ассоциации с оливином. Однако в составе перидотитовых ксенолитов карбонаты не наблюдались. Степень окисления железа φ в минералах положительно коррелирует с величиной $\Delta\lg f_{\text{O}_2}$ (рис. 10). Наибольший коэффициент корреляции между фугитивностью кислорода и степенью окисления железа получен для шпинелей: $R = 0,86$ при 95 %-ном уровне вероятности. Это дает возможность оценивать фугитивность кислорода в шпинельсодержащих перидотитах, условия равновесия минеральных ассоциаций в которых определяются интервалом температур 1000—1500 °C и давлений 30—50 кбар, располагая только данными о степени окисления железа в шпинели в соответствии с уравнением

$$\Delta\lg f_{\text{O}_2} = -3,20 + 13,91\varphi_{\text{sp}} - 16,13(\varphi_{\text{sp}})^2 (\pm 0,4). \quad (4)$$

Погрешность определения $\Delta\lg f_{\text{O}_2}$ по уравнению (4) составляет 0,4 логарифмической единицы, поэтому оно позволяет получать приемлемую оценку $\Delta\lg f_{\text{O}_2}$. Область применимости уравнения (4) для оценки фугитивности кислорода ограничивается значениями φ в шпинелях от 0,1 до 0,4. За пределами этих значений погрешность значительно возрастает, особенно в области значений $\varphi > 0,4$.

Оценки окислительно-восстановительных условий в верхней мантии Монголии и Прибайкалья опубликованы в ряде работ [Кадик, 2003а; Кадик, 2003б; Кадик, 2006; Кадик, 1988; Кадик, 1993; Wiechert, 1997]. А. Кадик определял собственную летучесть кислорода в минералах с помощью метода электрохимических ячейек. В соответствии с их данными фугитивность кислорода для ксенолитов шпинелевых и гранатовых лерцолитов из базальтов Монголии и Прибайкалья характеризуется значениями $\Delta\lg f_{\text{O}_2}$ относительно буфера FMQ от -2 до -4 при 900—1100 °C и 1,5 ГПа. Для лерцолитов Прибайкалья они ближе к вюстит-магнетитовому буферу, и зависимость $\Delta\lg f_{\text{O}_2}$ (относительно буфера FMQ) от температуры при 1,5 ГПа подчиняется линейному уравнению

$$\Delta\lg f_{\text{O}_2} = 0,0085 T^{\circ}\text{C} - 11,19; \sigma^2 = 0,89. \quad (5)$$

Для шпинелевых лерцолитов Монголии значения величины $\Delta\lg f_{\text{O}_2}$ приблизительно на одну логарифмическую единицу меньше, и их зависимость от температуры также линейная:

$$\Delta\lg f_{\text{O}_2} = 0,0067 T^{\circ}\text{C} - 9,92; \sigma^2 = 0,81. \quad (6)$$

Важно отметить, что приведенные линейные уравнения (5) и (6) зависимости $\Delta\lg f_{\text{O}_2}$ от температуры верны только для исследуемых в этих работах диапазонов условий кристаллизации. При больших значениях температуры и давления приведенные уравнения дают значения $\Delta\lg f_{\text{O}_2}$, сильно превышающие буфер FMQ.

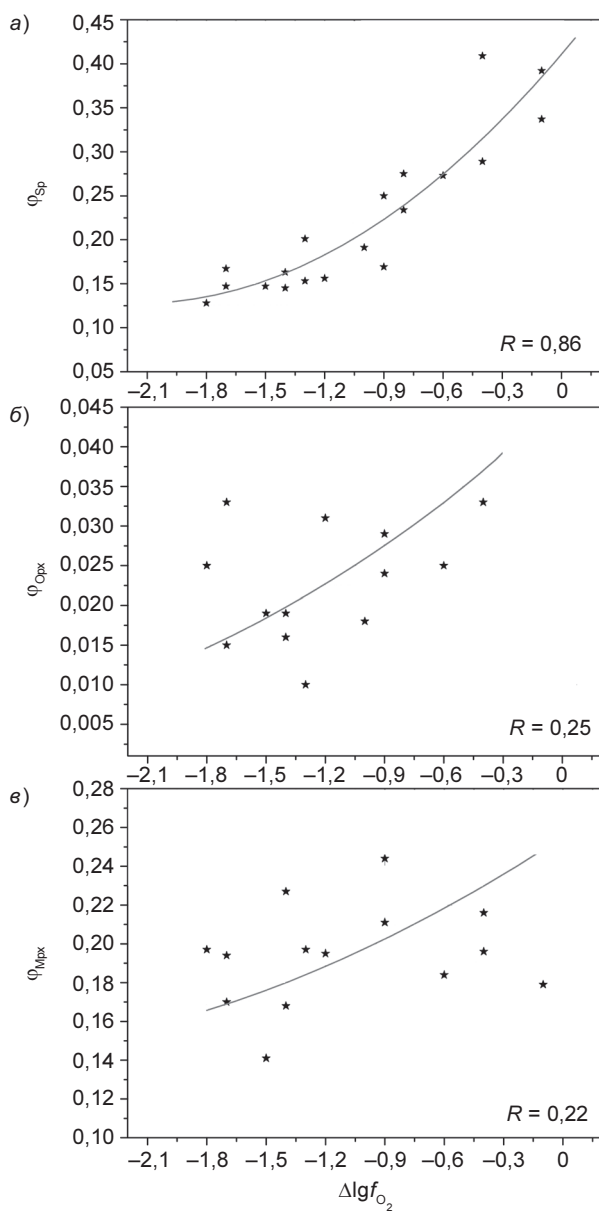


Рис. 10. Зависимость степени окисления железа в сосуществующих минералах мантийных перидотитов от $\Delta \lg f_{O_2}$:
 а — шпинели; б — ортопироксены; в — моноклинные пироксены

Значения $\Delta \lg f_{\text{O}_2}$ для ксенолитов шпинелевых лерцолитов из базальтов Монголии, рассчитанные с помощью оксобарометра [Mattioli, 1988], близки к данным intrinsic-метода при 1,5 ГПа. Все они ниже значений для буфера ССО, то есть в них может присутствовать свободный углерод. Действительно, в минералах лерцолитов по данным рамановской спектроскопии присутствуют микроскопические включения (мкм) графита [Кадик, 2003а].

По данным [Wiechert, 1997], значения $\Delta \lg f_{\text{O}_2}$ для ксенолитов из базальтов вулканического поля Дариганга составляют в среднем $-0,2 \pm 0,6$.

Наши оценки окислительно-восстановительного состояния мантии в пределах Байкало-Монгольской области несколько отличаются от рассмотренных выше оценок. Это можно объяснить следующими причинами. Во-первых, мы определяли фугитивность для каждого образца перидотитового ксенолита, основываясь на конкретных значениях температуры и давления, полученных для этого образца, а не одинакового для всех ксенолитов давления (15 кбар). К тому же интервалы колебаний температуры и давления для наших образцов шире: 1030—1500 °С и 29—47 кбар, соответственно. Во-вторых, степень окисления железа в минералах перидотитов была определена нами мессбауэровским методом. В-третьих, в цитируемых работах использовались либо метод прямого определения летучести кислорода в минералах в электрохимических ячейках, либо другие твердофазовые оксобарометры. Нами показана несопоставимость оценок f_{O_2} , получаемых с помощью двух версий оливин-ортопироксен-шпинелевого оксобарометра [Bryndzia, 1990; Ballhaus, 1991] и оливин-шпинелевого [Taylor, 1998] сенсора. Первая из версий оливин-ортопироксен-шпинелевого оксобарометра по сравнению с оливин-шпинелевым оксобарометром занижает значения $\Delta \lg f_{\text{O}_2}$, особенно при низких температурах, а вторая, наоборот, завышает на 1,5—2,0 единицы, так что фугитивность кислорода в исследуемых перидотитах становится значительно выше буфера FMQ. Такая высокая фугитивность кислорода свойственна абиссальным шпинелевым перидотитам [Вотяков, 1998; Bryndzia, 1990], но не мантийным перидотитам, ксенолиты которых выносятся щелочными базальтами.

До сих пор не проведена тщательная экспертиза сопоставимости оценок фугитивности кислорода, получаемых с помощью различных твердофазовых оксобарометров и метода прямого определения летучести кислорода в минералах. В последнем методе при расчете фугитивности кислорода давление принимается одинаковым для всей совокупности ксенолитов, собранных из вулканитов определенного региона. Так, для ксенолитов Монголии и Прибайкалья это значе-

ние 15 кбар, что вряд ли оправданно. Термобарометрические исследования [Glebovitsky, 2004; Глебовицкий, 2007; Wiechert, 1997; Копылова, 1991; Ащепков, 1991; Ионов, 1993а; Ионов, 1993б; Копылова, 1995; Никифорова, 1998; Ionov, 1999; Glazer, 1999] показывают, что такая оценка давления слишком занижена для ксенолитов мантийных перидотитов Байкало-Монгольской области. Даже если авторы исследований использовали различные барометры, их оценки давления находятся в пределах 25—45 кбар. Кроме того, термальные режимы верхней мантии в пределах этой области пространственно дифференцированы. Это проявляется в существовании индивидуальных геотерм для верхней мантии в пределах плато Дариганга, Тариатской депрессии и плато Витим (рис. 11).

Ранее [Glebovitsky, 2004; Глебовицкий, 2007] было показано различие значений геотермического градиента, характеризующих термальное состояние мантии в пределах Витимского ($9,4 \pm 0,3$ °C/км) и Бартойского ($9,9 \pm 0,3$ °C/км) районов Прибайкалья, Центральной ($10,2 \pm 0,2$ °C/км) и Юго-Восточной Монголии ($9,4 \pm 0,3$ °C/км). Мы рассчитали значения $\Delta l g f_{O_2}$ для изученных нами ксенолитов при допущении, что равновесное давление для всех образцов было равно 15 кбар (рис. 12). При этом абсолютные значения $\Delta l g f_{O_2}$ для различных

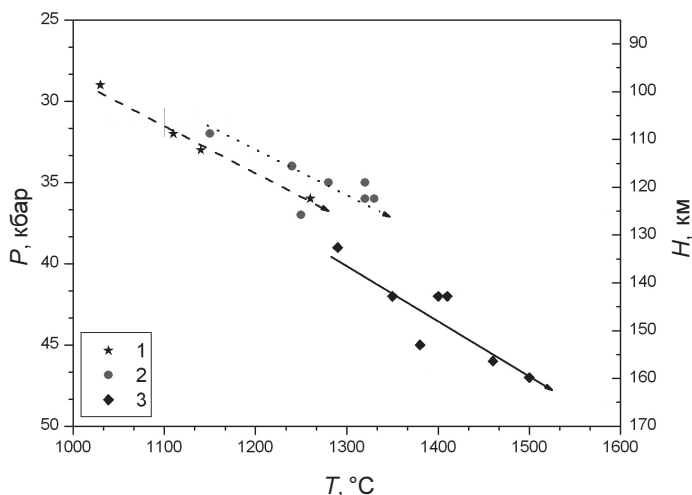


Рис. 11. P — T -диаграмма для ксенолитов мантийных перидотитов Байкало-Монгольской области. Штриховая, точечная и сплошная линии — мантийные геотермы в пределах плато Дариганга, Тариатской депрессии и Витимского плато:

- 1 — плато Дариганга; 2 — Тариатская депрессия;
3 — Витимское плато

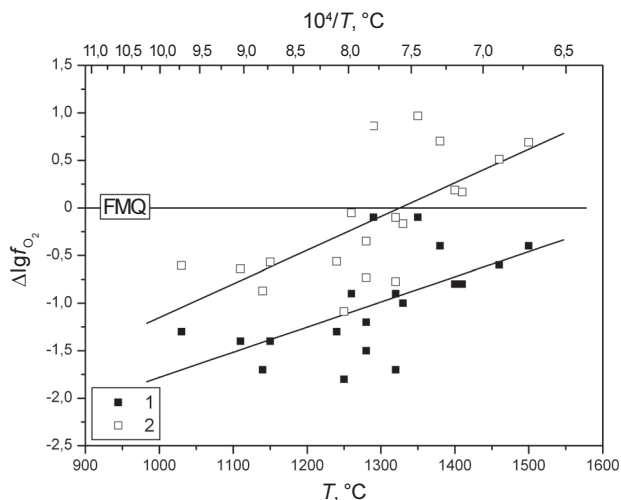


Рис. 12. Сравнение значений $\Delta \lg f_{\text{O}_2}$ (относительно буфера FMQ) для ксенолитов мантийных перидотитов из базальтов Байкало-Монгольской области, рассчитанных с помощью оливин-шпинельного оксобарометра [Taylor, 1998] при давлении, определенном для каждого ксенолита термобарометрическим методом (1) и при одинаковом для всех образцов давлении 15 кбар (2)

образцов уменьшились на величину от +0,5 до +1,5 единиц в зависимости от разности ($P_{\text{обр}} - 15$ кбар). Примерно для половины образцов фугитивность кислорода стала выше таковой для буферной системы FMQ. Пересчитанные для 15 кбар значения $\Delta \lg f_{\text{O}_2}$, как видно на рис. 13, не согласуются с данными, полученными для мантийных ксенолитов тех же регионов Байкало-Монгольской области методом электрохимических ячеек [Кадик, 2003б; Кадик, 2006]. Фугитивность кислорода по этому методу значительно более низкая ($\Delta \lg f_{\text{O}_2}$ от -1 до $-4,5$) и ограничивается буферами WM и IW. Возможно, это связано с тем, что температурный интервал, при котором измеряется собственная летучесть кислорода в электрохимической ячейке, не соответствует температурам равновесия минералов в перидотитах.

Расхождение в значениях f_{O_2} , получаемых оксобарометрическими методами и методом определения летучести кислорода в электрохимических ячейках, отмечалось многими исследователями [Wood, 1990; Virgo, 1988; Dyar, 1989; Wood, 1990]. Изменение значений $\Delta \lg f_{\text{O}_2}$ на $-(2-3)$ единицы при использовании последнего метода объяснялось возможностью реакции самородного углерода (графита), содер-

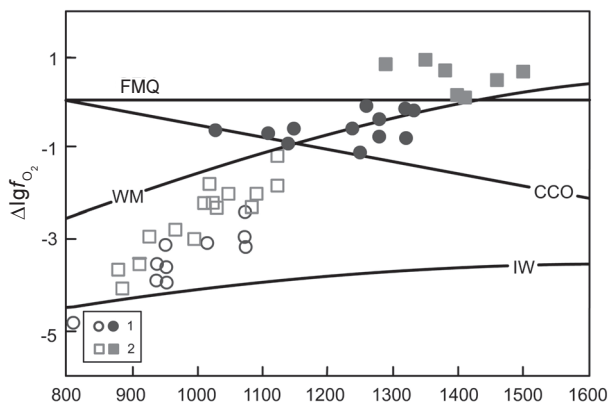


Рис. 13. Сопоставление значений $\Delta \lg f_{O_2}$ для перidotитовых ксенолитов из базальтов Монголии (1) и Байкальского района, включая Витимское плато (2), рассчитанных с помощью оливин-шпинелевого оксобарометра [Taylor, 1998] при допущении одинакового для всех образцов давления 15 кбар (залитые значки), с данными, полученными методом электрохимических ячеек для ксенолитов этих же районов (незалитые значки)

жащегося в малых количествах в мантийных ксенолитах, с кислородом в электрохимической ячейке. Присутствие микроскопических включений (мкм) графита в минералах мантийных ксенолитов Монголии и Прибайкалья отмечается и в работах А. Кадика [Кадик, 2003a].

Заключение

Сопоставив между собой твердофазовые оксобарометры, проверив согласованность данных оксобарометрии с данными intrinsic метода и проведя анализ обработки мессбауэровских спектров минералов ксенолитов, можно сделать следующие выводы.

- Оценки f_{O_2} , полученные с помощью двух версий оливин-ортопироксен-шпинелевого оксобарометра и оливин-шпинелевого сенсора при исследовании мантийных ксенолитов из щелочных базальтов Байкало-Монгольской области, несопоставимы между собой.
- Для исследуемых в данной работе и аналогичных образцов предпочтительнее использовать оливин-шпинелевый оксобарометр, так как он является наиболее корректным и калиброван для высокобарических и высокотемпературных перidotитовых ассоциаций, содержащих шпинель.

- Наблюдается сильное расхождение оценок окислительно-восстановительного состояния верхней мантии Байкало-Монгольской области при использовании в определении фугитивности кислорода твердофазового оксобарометра и метода определения летучести кислорода в электрохимических ячейках (intrinsic method).

- Для выявления пространственной неоднородности (или однородности) окислительно-восстановительных режимов в верхней мантии наиболее разумно использовать единые для всех объектов методы оценки фугитивности кислорода и методы оценки температуры и давления, а также получать индивидуальные параметры условий кристаллизации для каждого исследуемого образца.

- Рекомендуются использовать метод мессбауэровской спектроскопии для определения степени окисления железа в минералах ксенолитов. При этом использование различных способов разложения спектров шпинелей и ромбических пироксенов не влияет на определение содержания окисного железа в пределах погрешности метода.

- Полученные нами оценки фугитивности кислорода в целом согласуются с оценками окислительно-восстановительного режима верхней мантии, подстилающей фанерозойские складчатые структуры [Вотяков, 1998; Bryndzia, 1990; Ionov, 1992].

- Окислительно-восстановительное и термальное состояние верхней мантии в пределах области пространственно неоднородно. Эта неоднородность, вероятнее всего, объясняется воздействием плюма, с которым связывается позднемезозойско-кайнозойский внутриплитный магматизм Байкало-Монгольской области [Ярмолюк, 1995; Ярмолюк, 2003; Ярмолюк, 2005; Грачев, 1998; Ярмолюк, 1995], и отражает разную удаленность соответствующих участков мантии от «головы» плюма.

Автор выражает благодарность профессору Л. П. Никитиной за обсуждение и ценные советы при подготовке работы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 05-05-65307 и 07-05-00527а) и в рамках программ № 4 и № 5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Ащепков И. В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта / И. В. Ащепков. — Новосибирск : Наука, 1991. — С. 160.

Бабич Ю. В. Экспериментальное исследование особенностей состава рутила при переменной фугитивности кислорода (система $Mg-Fe-Ti-Si-O$) / Ю. В. Бабич // Геохимия. — 1999. — № 7. — С. 762–768.

Вулканические области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований / В. В. Ярмолук [и др.] // Петрология. — 2003. — Т. 11, № 1. — С. 3—34.

Галимов Э. М. Нарастивание ядра Земли как источник ее внутренней энергии и фактор эволюции окислительно-восстановительного состояния мантии / Э. М. Галимов // Геохимия. — 1998. — № 8. — С. 755—758.

Гончаров А. Г. Степень окисления железа и его распределение в структуре ромбических пироксенов из мантийных перидотитовых ксенолитов (данные Мессбауэровской спектроскопии) / А. Г. Гончаров // Материалы XVIII молодежной конференции, посвященной памяти К. О. Кратца. Санкт-Петербург, 2007. — С. 133—135.

Грачев А. Ф. Хамар-Дабан — горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики / А. Ф. Грачев // Физика Земли. — 1998. — № 3. — С. 3—28.

Екимов С. П. Характер мессбауэровских спектров и структурные особенности природных моноклинных пироксенов / С. П. Екимов, Л. М. Крижанский, К. К. Христофоров // Геохимия. — 1973. — № 5. — С. 761—767.

Кадик А. А. Восстановленные флюиды мантии: связь с химической дифференциацией вещества / А. А. Кадик // Геохимия. — 2003б. — № 9. — С. 928—940.

Кадик А. А. Режим летучести кислорода в верхней мантии как отражение химической дифференциации планетарного вещества / А. А. Кадик // Геохимия. — 2006. — № 1. — С. 63—79.

Кадик А. А. Флюиды литосферы как отражение окислительно-восстановительного режима мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества / А. А. Кадик // Глубинные флюиды и геодинамика. — М. : Наука, 2003а. — С. 19—45.

Копылова М. Г. Петрология гранат-шпинелевых перидотитов в кайнозойских базальтах / М. Г. Копылова, Ю. С. Геншафт // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. — № 5. — С. 36—56.

Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm—Nd изотопные данные / В. И. Коваленко [и др.] // Геотектоника. — 1999. — № 3. — С. 21—42.

Ксенолиты гранатовых перидотитов Витимского вулканического поля Забайкалья: петрология и геохимия гранат-шпинелевых перидотитов переходной зоны субконтинентальной мантии / Д. А. Ионов [и др.] // Магматизм рифтов и складчатых поясов / под ред. О. А. Богатикова [и др.]. — М. : Наука, 1993а. — С. 169—211.

Никитина Л. П. Распределение катионов и термодинамика железомagneзиальных твердых растворов / Л. П. Никитина [и др.]. — Л. : Наука, 1978. — 250 с.

Никитина Л. П. Геологическая термобарометрия на основе реакций минералообразования с участием фаз переменного состава / Л. П. Никитина, М. В. Иванов. — СПб. : Недра, 1992. — 192 с.

Никифорова Н. Ф. Геотермы верхней мантии Забайкалья и Монголии в позднем кайнозое / Н. Ф. Никифорова // Геология и разведка. — 1998. — № 1. — С. 18—25.

Окислительно-восстановительные условия в верхней мантии: экспериментальное определение летучести кислорода минералов перидотитовых ксенолитов вулкана Шаварын-Царам (Монголия) / А. А. Кадик [и др.] // Геохимия. — 1988. — № 6. — С. 783—793.

Оксибарометрия хромитовых ультрамафитов (на примере Урала). 1. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы оливин-хром-шпинелевой геотермометрии / С. Л. Вотяков [и др.] // Геохимия. — 1998. — № 8. — С. 791—802.

Позднепалеозойская-раннемезозойская рифтовая система Центральной Азии: состав и источники магматизма, закономерности формирования и геодинамика / В. В. Ярмолюк [и др.] // Проблемы тектоники Центральной Азии / под ред. М. Г. Леонова. — М. : ГЕОС, 2005. — С. 197—236.

Распределение элементов в структурах кальциевых амфиболов по данным мессбауэровской спектроскопии / К. К. Христофоров [и др.] // Докл. АН СССР. — 1973. — Т. 210, № 4. — С. 931—934.

Распределение Fe^{2+} и геометрия катион-кислородных полиэдров в структурах ромбических пироксенов при различных температурах (по данным мессбауэровской спектроскопии) / Л. М. Крижанский [и др.] // Геохимия. — 1974. — № 1. — С. 69—79.

Рябчиков И. Д. Флюидный режим мантии Земли / И. Д. Рябчиков // Проблемы глобальной геодинамики / отв. ред. Д. В. Рундквист. — М. : ГЕОС, 2000. — С. 195—203.

Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона (данные мантийных ксенолитов из кайнозойских базальтов) / В. А. Глебовицкий [и др.] // Петрология. — 2007. — Т. 15, № 1. — С. 61—92.

Упорядоченность катионов в структурах высокоглиноземистых ромбических пироксенов / Л. П. Никитина [и др.] // Минералог. сб. — 1976. — № 30, вып. 1. — С. 18—22.

Шпинелиды мантийных пород / С. С. Мацюк [и др.]. — Киев : Наук. думка, 1989. — 212 с.

Эволюция верхней мантии южной части Байкальской рифтовой зоны по данным изотопного состава Sr и Nd в ксенолитах Бартойских вулканов / Д. А. Ионов [и др.] // Магматизм рифтов и складчатых поясов / под ред. О. А. Богатикова [и др.]. — М. : Наука, 1993б. — С. 211—234.

Электрохимические определения собственной летучести кислорода кристаллов алмаза / А. А. Кадик [и др.] // Докл. РАН. — 1993. — Т. 328, № 3. — С. 386—389.

Ярмолюк В. В. Позднемезозойский-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной и Восточной Азии / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко // Геология и геофизика. — 1995а. — Т. 36, № 8. — С. 132—141.

Ярмолюк В. В. Внутриплитная позднемезозойско-кайнозойская вулканическая провинция Центральной-Восточной Азии — проекция горячего поля мантии / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, В. Г. Иванов // Геотектоника. — 1995б. — № 5. — С. 41—67.

Arculus R. J. Intrinsic oxygen fugacity measurements: Techniques and results for spinels from upper mantle peridotites and megacryst assemblages / R. J. Arculus, J. W. Delano // *Geochimica Cosmochimica Acta*. — 1981. — Vol. 45. — P. 899—913.

Ballhaus C. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle / C. Ballhaus, R. F. Berry, D. H. Green // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1991. — Vol. 107. — P. 27—40.

Bryndzia I. T. Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites: redox state and C—O—H volatile composition of the Earth's sub-oceanic upper mantle / I. T. Bryndzia, B. J. Wood // *Am. J. Sci.* — 1990. — Vol. 290. — P. 1093—1116.

Connolly J. A. D. Phase diagram methods for graphitic rocks and application to the system C—O—H—FeO—TiO₂—SiO₂ / J. A. D. Connolly // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1995. — Vol. 119. — P. 94—116.

Constraints on the oxidation state of the mantle: An electrochemical and ⁵⁷Fe Mossbauer study of mantle-derived ilmenites / D. Virgo [et al.] // *Geochimica Cosmochimica Acta*. — 1988. — Vol. 52. — P. 1781—1794.

Dyar M. D. Redox equilibria and crystal chemistry of coexisting minerals from spinel lherzolite mantle xenoliths / M. D. Dyar, A. V. McGuire, R. D. Ziegler // *Amer. Mineral.* — 1989. — Vol. 74. — P. 87—104.

Eggler D. H. Reduced volatiles in the system C—O—H; implications to the mantle melting, fluid formation and diamond genesis / D. H. Eggler, D. R. Baker // *High pressure research in geophysics. Advances in Earth and Planetary Sciences (AEPS)*. — Tokio : Center for Academic Publications Japan, 1982. — Vol. 12. — P. 237—250.

Glazer S. M. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, Eastern Siberia / S. M. Glazer, S. F. Foley, D. Gutner // *Lithos*. — 1999. — Vol. 48. — P. 263—286.

Ionov D. A. Off-cratonic garnet and spinel peridotite xenoliths from Dsun-Bussular, SE Mongolia / D. A. Ionov, W. L. Griffin, S. Y. O'Reilly // *Proc. VII Int. Kimb. Conf., Red. Roof. Design, Cape Town, South Africa*. — 1999. — Vol. 1. — P. 383—390.

Ionov D. A. The oxidation state of subcontinental mantle: oxygen thermobarometry of mantle xenoliths from the central Asia / D. A. Ionov, B. J. Wood // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1992. — Vol. 111. — P. 179—193.

Kopylova M. G. Thermal state of the lithosphere beneath Central Mongolia: evidence from deep-seated xenoliths from the Shavaryn-Saram volcanic centre in the Tariat depression, Hangai, Mongolia / M. G. Kopylova, S. Y. O'Reilly, Yu. S. Genshaft // *Lithos*. — 1995. — Vol. 36. — P. 243—255.

Mattoli G. S. Magnetite activities across the Mg₂Al₂O₄—Fe₃O₄ join, with application to thermobarometric estimates of upper mantle oxygen fugacity / G. S. Mattoli, B. J. Wood // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1988. — Vol. 98. — P. 148—162.

O'Neill H. St. C. Quartz-fayalite-iron and quartz-fayalite-magnetite equilibria and the free energy of formation of fayalite (Fe₂SiO₄) and magnetite (Fe₃O₄) / H. St. C. O'Neill // *Amer. Mineral.* — 1987. — Vol. 72. — P. 67—75.

Ovchinnikov N. O. Mossbauer studies of silicates and germanates of olivine structure / N. O. Ovchinnikov // *Applications of the Mossbauer effect*. — Vol. 5. — London, UK, 1985. — P. 1751—1755.

Oxidation state of the upper mantle recorded by megacryst ilmenite in kimberlite and type A and B spinel lherzolites / R. J. Arculus [et al.] // Contrib. Mineral. Petrol. — 1984. — Vol. 85. — P. 85—94.

Taylor W. R. New thermobarometer and oxygen fugacity sensor calibrations for ilmenite- and chromian spinel-bearing peridotitic assemblages / W. R. Taylor, M. Kamperman, R. Hamilton // Proc. VII Int. Kimb. Conf., Red. Roof. Design, Cape Town, South Africa. — 1998. — P. 891—892.

The Thermal Regimes of the Upper Mantle beneath Precambrian and Phanerozoic Structures up to the Thermobarometry data of Mantle Xenoliths / V. A. Glebovitsky [et al.] // Lithos. — 2004. — Vol. 74. — P. 1—26.

Wiechert U. Spinel peridotite xenoliths from Atsagin-Dush volcano, Dariganga lavaplateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle / U. Wiechert, D. A. Ionov, K. H. Wedepohl // Contrib. Mineral. Petrol. — 1997. — Vol. 126. — P. 345—364.

Wood B. J. An experimental test of the spinel peridotite oxygen barometer / B. J. Wood // J. Petrology. — 1990. — Vol. 95, N. B10. — P. 15845—15851.

Wood B. J. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex system / B. J. Wood, S. Banno // Contrib. Mineral. Petrol. — 1973. — Vol. 42. — P. 109—1024.

Wood B. J. Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation / B. J. Wood, I. T. Bryndzia, K. E. Johnson // Sci. — 1990. — Vol. 248. — P. 337—344.

ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ Sm—Nd МЕТОДА ПРИ ДАТИРОВАНИИ АРХЕЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

А. В. Коваленко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Sm—Nd метод широко используется для датирования магматических пород. Особенно это касается пород ультраосновного и основного состава, которые, за редким исключением, непригодны для датирования U—Pb методом по циркону из-за трудности выделения или вообще отсутствия последнего. Считается, что редкоземельные элементы (РЗЭ) благодаря их близкому ионному радиусу и, следовательно, сходным геохимическим свойствам не фракционируют друг относительно друга в ходе поздних наложенных процессов на уровне породы в целом. В связи с этим можно применять Sm—Nd изохронный метод датирования для серии когенетичных образцов, то есть для пород, у которых был единый источник и которые, следовательно, на момент кристаллизации имели одинаковый изотопный состав Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) (рис. 1).

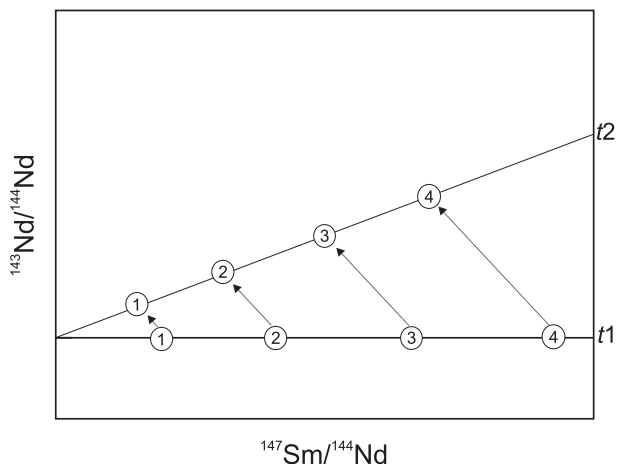


Рис. 1. Схема Sm—Nd изохронной диаграммы. В момент кристаллизации t_1 когенетичные породы (1, 2, 3, 4) имеют одинаковый изотопный состав $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и различное $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Дальнейшая эволюция изотопных систем в породах приводит к уменьшению $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и увеличению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соотношений, а угол наклона линии регрессии t_2 прямо пропорционален времени, прошедшему с момента кристаллизации пород

Возникающие затруднения при таких исследованиях обычно связаны с небольшим различием Sm/Nd отношений в образцах, что приводит к большой ошибке в определении возраста. Обычным методом для решения этой проблемы является подбор когенетичных образцов, имеющих различные концентрации РЗЭ и, как правило, различные Sm/Nd отношения. Примером может служить коматиит-базальтовая ассоциация, позволяющая добиться существенной «растяжки» по Sm/Nd отношению, поскольку в коматиитах низкие концентрации РЗЭ сопровождаются более высокими Sm/Nd отношениями по сравнению с базальтами. В этом случае полученная линия регрессии может соответствовать времени закрытия изотопной системы при условии когенетичности образцов, что также должно находить подтверждение в содержаниях главных и редких элементов.

Удачным примером датирования Sm—Nd методом являются коматииты Алексо зеленокаменного пояса Абитиби в Канаде [Dupre, 1984]. Полученная линия регрессии отвечает возрасту 2752 ± 87 млн. лет, СКВО = 0,4, а рассчитанное начальное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствует значению $\epsilon\text{Nd}(t) = 2,4$ (рис. 2). Полученное значение

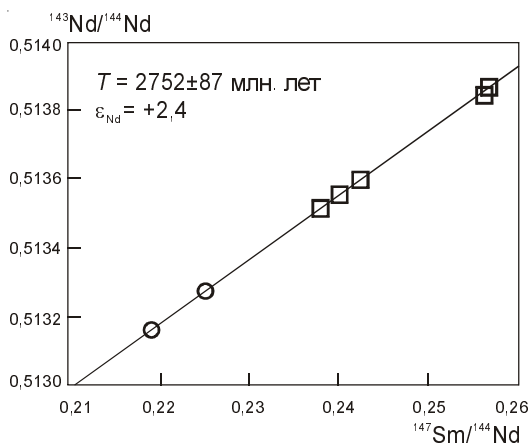


Рис. 2. Nd изохронная диаграмма для коматиитов Алексо, Канада. Квадраты соответствуют вулканитам с оливиновыми, а кружки — с пироксеновыми спинифекс-структурами [Dyre, 1984]

возраста (с учетом ошибки) находится в соответствии с возрастом подстилающих и вышележащих кислых вулканитов, циркон в которых имеет возраст 2725 ± 2 и 2703 ± 2 млн. лет, соответственно.

Кроме того, Sm—Nd метод является, наряду с Rb—Sr, важным при решении задач, связанных с датированием метаморфических событий. В этом случае особенно успешно он может применяться при исследовании пород ТТГ-серии. Считается, что если на уровне породы в целом в ходе метаморфизма Sm—Nd система остается закрытой, то на уровне минералов возможен ионный обмен, причем в ряде случаев может наблюдаться полная изотопная гомогенизация и стирание всей изотопной информации о предшествующих метаморфизму событиях. Такие минералы, как гранат, клинопироксен, апатит, биотит и плагиоклаз, имеют существенные различия в Sm/Nd отношениях (ряд минералов приведен в порядке убывания значений), что позволяет добиться определения возраста с наименьшей ошибкой. Однако это касается процессов, которые смогли перераспределить Nd между минералами в полной мере, а именно выровнять в них отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 3).

Если в ходе метаморфизма полной изотопной гомогенизации среди минералов не произошло, тогда разброс точек вокруг линии регрессии (которая, тем не менее, часто приблизительно отвечает возрасту этого процесса) будет значительным, на что в этом случае будет

указывать большое (>1) значение СКВО. Примером датирования метаморфических событий может служить линия регрессии, построенная по таким минералам, как гранат, клинопироксен, апатит и плагиоклаз, с использованием данных о породе в целом для тоналитогнейсов из Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита [Коваленко, 2007]. Возраст циркона из гнейсов был определен равным 3670 ± 50 млн. лет (U—Pb; [Бибикина, 1990]), тогда как линия регрессии на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отвечает возрасту ~ 2 млрд. лет (рис. 4). Таким образом, полученная изохрона по минералам и породе в целом отвечает времени перестройки Nd изотопной системы, произошедшей во время последнего метаморфизма в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. При этом большое значение СКВО = 2,0 свидетельствует о неполной изотопной гомогенизации.

Особым и самым сложным для интерпретации случаем, с которым можно столкнуться при датировании Sm—Nd методом по породе

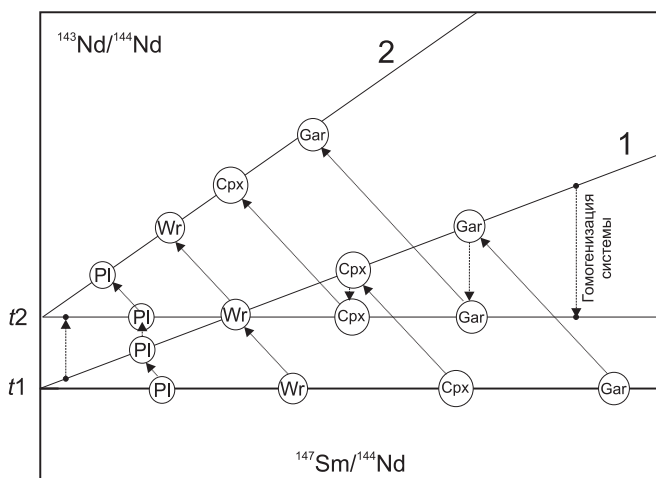


Рис. 3. Схема Sm—Nd изохронной диаграммы, показывающая изотопную эволюцию минералов и породы в целом во времени:

- t_1 — время кристаллизации (порода и минералы имеют одинаковый изотопный состав $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$);
- t_2 — постмагматическая гомогенизация изотопной системы (отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в минералах становится равным отношению в породе в целом во время t_2). Полученная изохрона 2 датирует процесс t_2 , который стер всю информацию о первичном изотопном составе системы (изохрона 1)

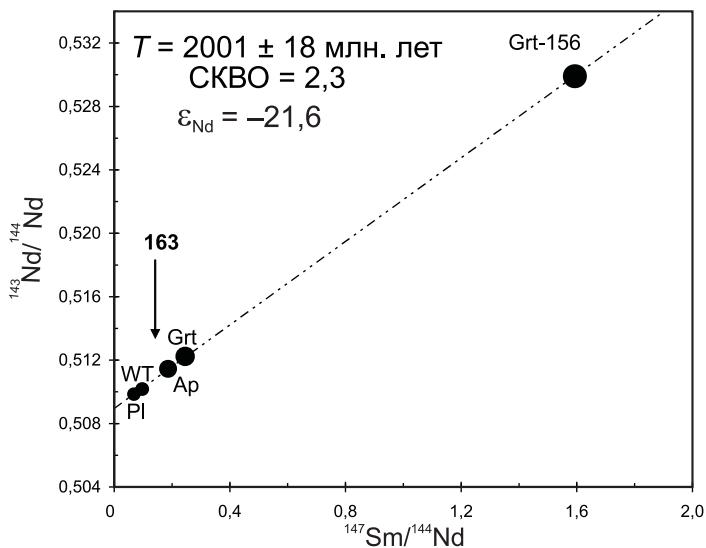


Рис. 4. Диаграмма $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для минералов из тоналитогнейсов Орехово-Павлоградской зоны, свидетельствующая о гомогенизации изотопного состава Nd ~2,0 млрд. лет назад

в целом, является случай, когда линия регрессии отвечает возрасту, не поддержанному ни геологическими соотношениями, ни структурными данными. Обычно такое несоответствие объясняется смешением источников, имеющих различные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения, а полученную линию регрессии относят к разряду «ложных изохрон». Примером такого несоответствия является интрузии габбро Усушвана (Usushwana), секущая вулканы Понголы основного и кислого состава в Свазиленде, Южная Африка. На основании U—Pb данных по циркону было установлено, что возраст вулканитов 2940 ± 22 млн. лет [Hegner, 1984]. В соответствии с этим результатом находится значение возраста, полученное Sm—Nd методом по породе в целом и равное 2934 ± 114 млн. лет (рис. 5, а). Однако линия регрессии на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, построенная по породам в целом из секущей вулканы интрузии габбро, соответствует возрасту 3124 ± 123 млн. лет (рис. 5, б), что находится в противоречии с геологическими соотношениями. Но изучение изотопного состава Nd в минералах (клинопироксене, ортопироксене и плагиоклазе), а также использование валового состава габбро позволили получить внутреннюю минеральную изохрону, фиксирующую возраст 2871 ± 30 млн. лет, допустимый с геологической точки зрения (рис. 5, в).

На этом основании был сделан вывод о том, что линия регрессии, отвечающая возрасту 3124 млн. лет, представляет собой линию смещения, отражающую процесс ассимиляции древнего (~3,5 млрд. лет) корового материала габброидным расплавом при внедрении, на что также указывает отрицательное значение $\epsilon_{Nd}(t) = -2,5$ [Hegner, 1984].

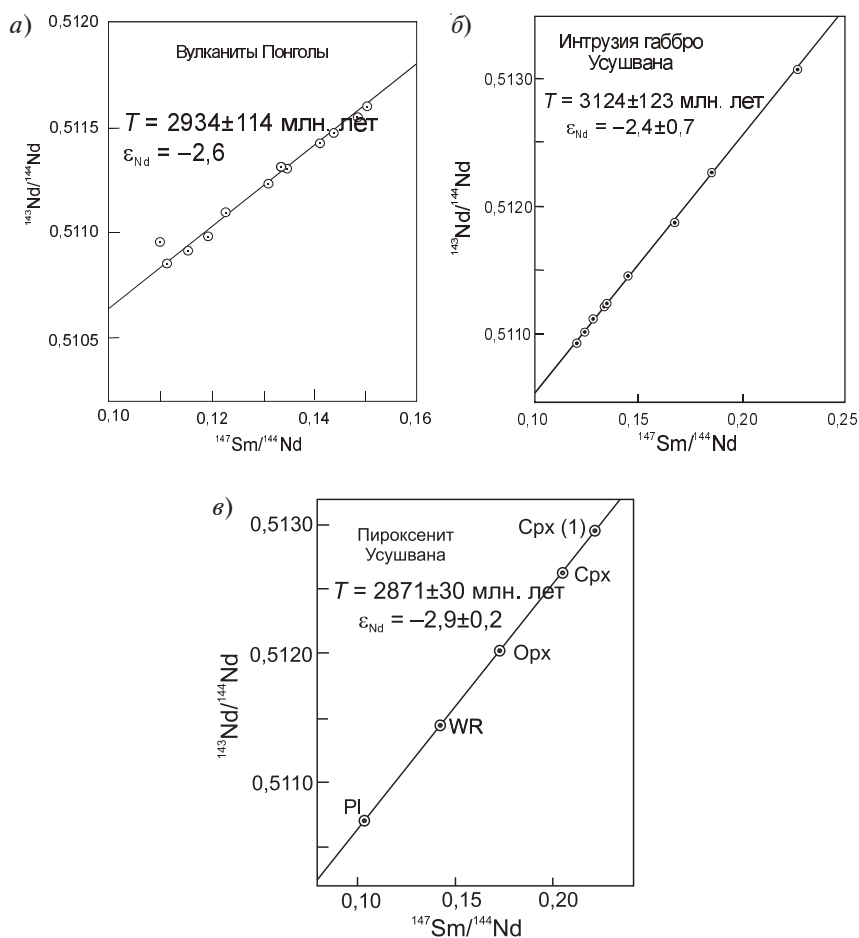


Рис. 5. Sm—Nd изохронная диаграмма: а — линия регрессии, построенная для вулканидов Понголы, соответствующая возрасту 2934 млн. лет; б — Sm—Nd диаграмма для контаминированных габбро Усушвана, секущих вулканиды Понголы; линия регрессии представляет собой ложную изохрону [Hegner, 1984]; в — внутренняя изохрона для пироксенита Усушвана (ранняя магматическая фаза габброидной интрузии) [Hegner, 1984]

Существует еще ряд примеров «ложных» Sm—Nd изохрон, которые интерпретируются как смешение деплетированной мантии или с древним коровым материалом, или с обогащенной мантией [Chauvel, 1985], или как результат гетерогенности мантии [Gruau, 1990; Cattel, 1984], либо как смешение хондритового и корового резервуаров [Juteau, 1988].

Подтверждением смешения двух изотопно различных компонентов является линейная корреляция между обратной концентраций Nd ($1/\text{Nd}$) и изотопным составом Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) для серии образцов. Степень соответствия фигуративных точек прямой линии является критерием правильности гипотезы смешения. Однако при таких построениях следует быть осторожным, поскольку существует важное ограничение: *линейная корреляция возможна, если составы полученных смесей не изменены реакциями или процессами, происходившими после смешения (фракционная кристаллизация, поступление новой порции магмы в магматическую камеру, метасоматоз)* [DePaolo, 1985; DePaolo, 1988]. Например, при фракционной кристаллизации смеси двух магм математическая модель смешения, связывающая концентрацию элемента и его изотопный состав в бинарной смеси, неприменима, поскольку она не учитывает суммарный коэффициент распределения Nd для кумулусных минералов, то есть фракционирование минералов в ходе кристаллизации смеси двух магм ведет к изменению концентрации элемента в расплаве, что нарушает зависимость между изотопными составами ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) конечных членов и концентрациями элементов ($1/\text{Nd}$). Также математическая модель смешения неприменима для ситуации, когда в смесь двух расплавов (например, результат взаимодействия магмы с продуктом селективного плавления вмещающих пород) поступают новые порции магмы.

Так, при анализе данных об интрузии габбро Усушвана (Ushushwana) [Hegner, 1984], для которых полученная линия регрессии, соответствующая возрасту 3124 млн. лет, интерпретируется как линия смешения, линейная корреляция на диаграмме $1/\text{Nd}—^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не наблюдается (рис. 6). Отсутствие такой корреляции отмечается также для пород, образующих линии смешения на диаграммах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}—^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в работах [Chauvel, 1985; Gruau, 1990; Cattel, 1984; Juteau, 1988]. Таким образом, использование диаграммы $1/\text{Nd}—^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для доказательства отсутствия смешения может привести к ложным выводам.

Одним из примечательных примеров поведения Sm—Nd изотопной системы на уровне породы в целом в ходе постмагматических процессов являются гнейсы Акаста провинции Слэйв, Канада. Возраст цирконов, полученный с помощью SHRIMP, в этих гнейсах

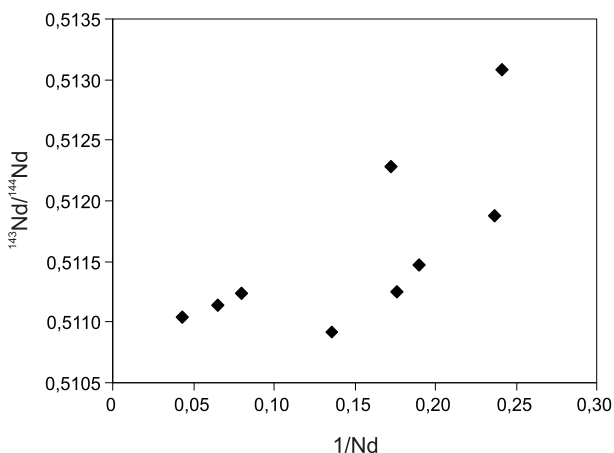


Рис. 6. Диаграмма $1/\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для габброидов из интрузии Усушвана [Hegner, 1984], демонстрирующая отсутствие линейной зависимости между изотопным составом и обратной концентрацией Nd. Эти же породы образуют линию регрессии на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (см. рис. 5, б), соответствующую возрасту 3124 млн. лет и интерпретируемую как линию смешения

находится в интервале 4,0—3,6 млрд. лет, а значения ϵ_{Nd} варьируют: $\epsilon(4,0)$ — от +3,5 до -4; $\epsilon_{\text{Nd}}(3,6)$ — от +4 до -7 [Bowring, 1995]. Столь существенная изотопная гетерогенность гнейсов этими авторами объясняется крайней первичной неоднородностью ранней Земли, свидетельства которой в ходе эволюции были стерты за счет интенсивного внутримантийного перемешивания и рециклинга коры в мантию. Но неожиданно высокие положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для раннедокембрийских пород возраста 4,0—3,6 млрд. лет предполагают существование сильнодеплементированного мантийного источника, комплементарного коре, экстрагированной задолго до 4,0—3,6 млрд. лет. Таким образом, предполагается существование мощных процессов корообразования на самых ранних этапах существования Земли, что находит отражение в нелинейной эволюции изотопного состава деплементированной мантии и наличии ярко выраженного пика в раннем архее [Bennett, 1993; Bennett, 2003] (рис. 7). Выполяживание линии эволюции деплементированной мантии на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}—t$ в позднем архее связывают с началом рециклинга коры в мантию, а последующее равномерное обеднение мантии (с этапа ~2,7 млрд. лет

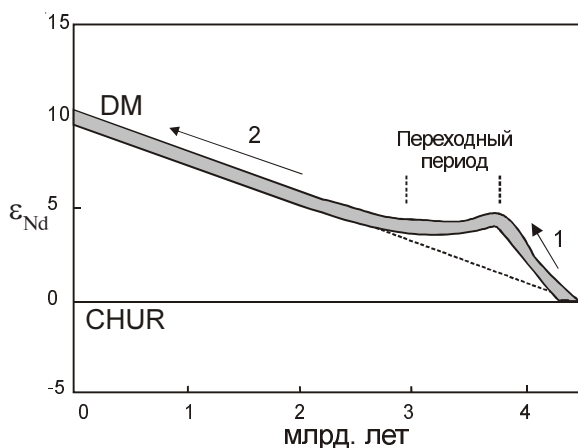


Рис. 7. Эволюция деплетированной мантии [Bennett, 1993]. Раннеархейский этап *1* характеризовался стремительной эволюцией изотопного состава Nd, связанной с ранним фракционированием (увеличением) Sm/Nd отношения в ряде участков мантии. Во время переходного этапа (3,73 млрд. лет назад — до позднего архея) для мантии характерен стабильный изотопный состав, который может отражать процессы смешения деплетированного и недеплетированного резервуаров. Начиная с позднего архея и до настоящего времени отмечается линейный характер изменения состава деплетированной мантии *2*. Существенное различие между этапами *1* и *2* отражает различия процессов, проходивших в раннем архее и в последующий период

назад до настоящего времени) отражает поступательные процессы корообразования, возможно, на фоне перемешивания деплетированного и обогащенного резервуаров.

Таким образом, Nd изотопные данные для пород раннего архея привели к выводу о том, что кратковременная химическая гетерогенность мантии более значительная, чем в позднем архее и в настоящее время, свидетельствует об увеличении скорости мантийной конвекции во времени, и, следовательно, современная модель плит-тектоники неприемлема для архея [Blichert-Toft, 1994].

Однако анализ большого количества Nd изотопных данных по гнейсам Акаста, выполненный С. Мурбатом (1997), поставил под со-

мнение наличие столь значительной изотопной гетерогенности мантии в раннем архее [Moorbath, 1997]. Используя данные предыдущих исследований и собственные данные (всего 34 определения) они получили для гнейсов Акаста линию регрессии на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, соответствующую возрасту 3371 ± 59 млн. лет, $\text{СКВО} = 9,2$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -5,6$ (рис. 8). Главным выводом стало утверждение, что гнейсы претерпели тектонотермальное событие $\sim 3,37$ млрд. лет назад, приведшее к открытию Sm—Nd системы, то есть возраст цирконов из гнейсов и время закрытия Sm—Nd системы в них различны, и, следовательно, рассчитывать значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ на возраст $4,0$ — $3,6$ млрд. лет некорректно.

Такого рода расчеты привели к получению ложных характеристик первичного изотопного состава Nd в гнейсах (рис. 9) и, соответственно, к некорректным выводам об эволюции деплетированной мантии в раннем архее. На самом деле при расчете значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ на возраст $\sim 3,37$ не выявляется столь существенная гетерогенность в изотопном составе источника гнейсов ($\epsilon_{\text{Nd}}(3,37) \sim -5$), а незначительные вариации вызваны неполной изотопной гомогенизацией в ходе наложенных процессов, на что также указывает большое значение $\text{СКВО} = 9,2$.

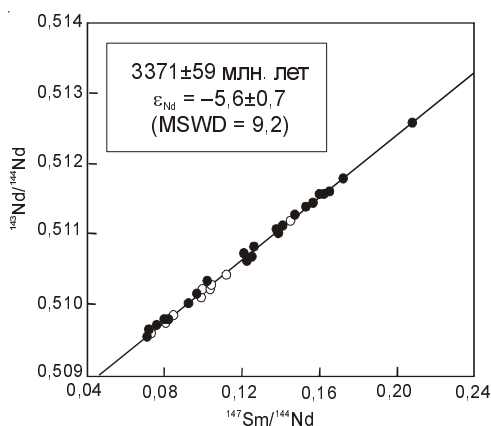


Рис. 8. Линия регрессии для гнейсов Акаста, соответствующая возрасту 3371 млн. лет и отражающая процесс открытия и частичной изотопной гомогенизации Sm—Nd системы, вызванный анатексисом, частичным плавлением и мигматизацией древнего (3,6—4,0 млрд. лет) протолита гнейсов [Moorbath, 1997]

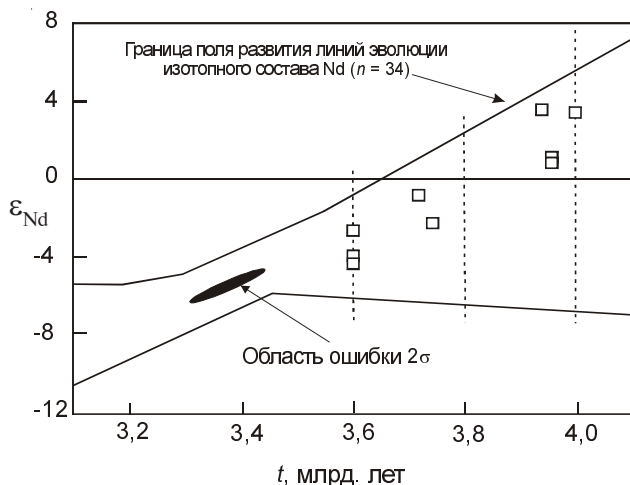


Рис. 9. Nd эволюционная диаграмма для всех гнейсов Акаста, показывающая, что все значения ϵ_{Nd} , рассчитанные на возраст 3371 млн. лет (см. рис. 8), находятся в пределах области ошибок. Квадраты соответствуют значениям ϵ_{Nd} , рассчитанным на возраст, полученный по цирконам [Bowring, 1990; Bowring, 1995]. Диаграмма отражает увеличение разброса первичного изотопного состава Nd при расчете на более древние возрасты (3,6—4,0) и указывает на то, что в период ~3,4 млрд. лет назад все породы имели близкий изотопный состав [Moorbath, 1997]

Примером подобной некорректной интерпретации Sm—Nd данных являются гнейсы Амитсок, Гренландия (U—Pb возраст 3872—3729 млн. лет). В. Беннет (1993) рассматривал широкие вариации значений $\epsilon_{Nd}(t)$ в этих гнейсах (от +4,6 до -4,5) как отражение значительной гетерогенности отдельных участков раннеархейской мантии, а также существования сильнообедненного мантийного резервуара в раннем архее [Bennett, 1993]. Однако при построении линии регрессии на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с использованием 26 точек выявляется возраст ~3,7 млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(t) = 2,0 \pm 0,6$ [Moorbath, 1997]. Как и для гнейсов Акаста, С. Мурбат (1997) делает вывод о частичной изотопной гомогенизации на этапе ~3,7 млрд. лет и о некорректном использовании высоких положительных значений ϵ_{Nd} (до +4,6). Этот вывод также в полной мере подтверждается Lu—Hf изотопными данными по этим же породам, давшими значение $\epsilon_{Hf}(3,37) = +3,0 \pm 1$ ($\epsilon_{Hf} \sim 2\epsilon_{Nd}$) [Vervoort, 1996].

Пример поведения Sm—Nd изотопной системы в древних породах ТТГ-серии Канады и Гренландии призывает исследователей относиться с чрезвычайным вниманием к интерпретации результатов и прежде всего к использованию возрастных данных, полученных по цирконам, при расчете первичного изотопного состава Nd, поскольку, как было установлено, не всегда возраст цирконов совпадает с возрастом закрытия Sm—Nd системы на уровне породы в целом.

Из вышеизложенного следует важный вывод: Sm—Nd изотопная система на уровне породы в целом может реагировать на пост-магматические события, интенсивность и характер которых определяет степень перестройки системы. Теоретически нарушение Sm—Nd системы в результате метасоматоза было показано в работе М. Розинга (1990), обосновавшего фракционирование Sm относительно Nd при флюидном воздействии на породы, которое может привести к мобилизации Sm и Nd и изменить отношение Sm/Nd вследствие большого различия в коэффициентах распределения Sm и Nd в системе порода/флюид [Rosing, 1990]. В природе интенсивный карбонатный метасоматоз свекофеннского времени (1,9—1,8 млрд. лет) нарушил Sm—Nd систему в коматиитах района Типасъярви, имеющих возраст 2660 млрд. лет, привнеся обогащенный LREE флюид и «омолодив» Sm—Nd изохрону до возраста ~2,4 млрд. лет [Tourpin, 1991]. Метаморфизм (переходный от амфиболитового до гранулитового), приведший к перекристаллизации ортогнейсов Маунт Стоунс (Земля Эндерби, Антарктида) (3927 млрд. лет, U—Pb, циркон), также привел к открытию Sm—Nd системы на этапе ~2,4 млрд. лет назад [Black, 1988]. Об интенсивном перераспределении РЗ элементов в ходе метаморфизма зеленосланцевой — низов амфиболитовой фации в коматиитах зеленокаменного пояса Кухмо (Восточная Финляндия) свидетельствуют данные Г. Груо и других (1992), продемонстрировавшие почти полную Nd изотопную гомогенизацию на уровне пород в целом. Свекофеннские события «стерли» реальный возраст коматиитов (2,8—2,75 млрд. лет) и установили новую (~1,8 млрд. лет) точку отсчета эволюции Sm—Nd системы [Gruau, 1992].

Недавно в своих исследованиях мы столкнулись с трудной для интерпретации ситуацией при изучении изотопного состава Nd в коматиит-базальтах района реки Винелы (юго-восточная часть Балтийского щита), относимых к волоцкой толще [Куликова, 1993]. Волоцкая толща рассматривается как стратотип раннего архея (саамия) для Балтийского щита [Семихатов, 1991]. Геологическим основанием для подобного вывода являлось северо-восточное простирание вулканитов, которое отличается от меридионального простирания, непосредственно прилегающего на востоке Кенозерского

зеленокаменного пояса, коматиит-базальты которого имеют возраст 2,9 млрд. лет (Sm—Nd [Puchtel, 1999]). Подтверждением древнего возраста волоцкой толщи стало датирование пород Sm—Nd методом, которое показало, что возраст вулканитов 3391 ± 76 млн. лет, СКВО = 2,0 и $\epsilon_{Nd} = +1,2$ [Пухтель, 1991]. Однако более поздние геологические наблюдения Н. Арестовой и В. Чекулаева [Чекулаев, 1996] показали, что северо-восточные структуры в вулканитах являются более молодыми, то есть наложенными и прослеживаются во всех породах района (за исключением самых молодых лейкогранитов). Кроме того, в вулканитах отмечаются пологие надвиги, с которыми связано появление наложенных минеральных парагенезисов гранулитовой фации, что также свидетельствует о более молодом возрасте этих структур по отношению к породам волоцкой толщи. Состав коматиитов и базальтов волоцкой толщи геохимически аналогичен составу вулканитов соседних Шилосской, Каменнозерской и Кенозерской зеленокаменных структур, имеющих возраст 2,91, 2,92, 2,96 млрд. лет, соответственно. Это требовало дополнительной проверки полученного ранее раннеархейского возраста волоцкой толщи [Пухтель, 1991].

Для датирования Sm—Nd методом были отобраны образцы перидотитовых коматиитов, пироксенитовых коматиитов, коматиитовых базальтов и базальтов, которые отличаются содержанием MgO (MgO 7—25 %, $Mg\#$ 0,57—0,84) и имеют варьирующие Sm/Nd отношения (0,26—0,34). Геохимические данные, а именно отношение Nb/La = 1,0—1,2, данные о распределении REE, HFSE, соотношение Nb/Y—Zr/Y (Nb/Y (> 0,1) и Zr/Y (2—3)), позволяют нам считать все вулканиты волоцкой толщи производными плюмовых расплавов [Kerr, 2000; Condie, 2005], а также свидетельствуют о когенетичности выбранных образцов и отсутствии коровой контаминации [Арестова, 2004].

Проведенный анализ изотопного состава Nd показал, что на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ точки образуют линию регрессии, соответствующую возрасту 2705 ± 84 млн. лет, СКВО = 0,81, $\epsilon_{Nd} = +0,3$ (рис. 10) [Коваленко, 2007]. Таким образом, полученный возраст меньше на 700 млн. лет полученного ранее [Пухтель, 1991]. Однако этот возраст не согласуется с геологическими данными, согласно которым весь коматиитовый вулканизм Водлозерского домена Карелии датируется интервалом ~3,0—2,9 млрд. лет.

Используя новые Nd изотопные данные по вулканитам волоцкой толщи, И. Пухтель (2007) показал, что при использовании всех имеющихся у этих авторов Sm—Nd данных по коматиит-базальтам образуется линия регрессии, соответствующая возрасту 3353 ± 60 млн. лет [Puchtel, 2007], который соответствует возрасту, полученному ими ранее (3391 ± 76 млн. лет) [Пухтель, 1991]. На основе данных о рас-

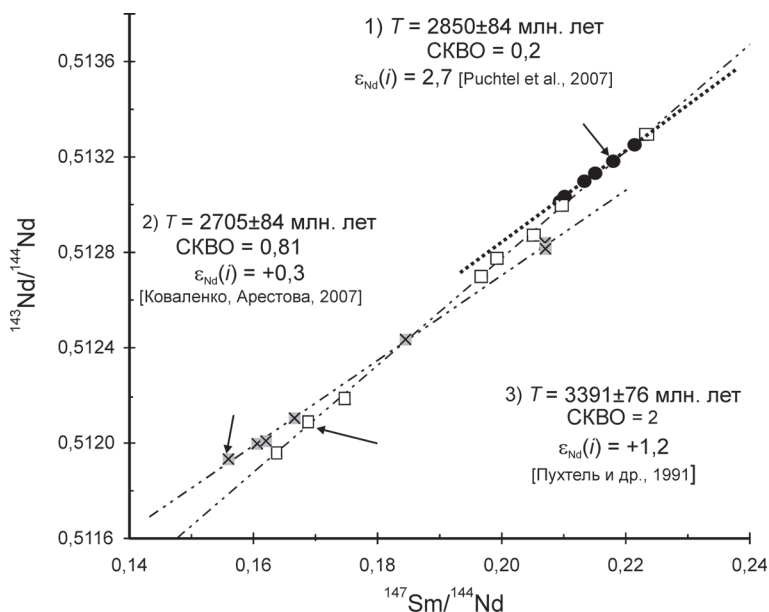


Рис. 10. Линии регрессии для коматиитов воловской толщи, соответствующие возрастам 3391, 2850 и 2705 млн. лет:

1 — ●; 2 — ×; 3 — □

пределении REE этими авторами были отобраны коматииты, обедненные LREE, с целью минимизировать влияние процесса контаминации с окружающими породами TTG-серии. В результате полученная линия регрессии отвечает возрасту 2850 ± 84 млн. лет, $СКВО = 0,2$, $\epsilon_{Nd} = +2,7$ (см. рис. 10).

Следует отметить, что этот возраст подтверждается результатами изучения Os и Pb изотопных систем в вулканитах [Puchtel, 2007]. Так, данные о хромитах и породах в целом образуют на диаграмме $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ — $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ линию регрессии, соответствующую возрасту 2878 ± 81 млн. лет, $СКВО = 21$, а Pb—Pb изотопные данные отвечают возрасту 2861 ± 150 млн. лет, $СКВО = 65$. Sm—Nd изохрона, полученная по плагиоклазу, роговой обманке и обогащенным LREE коматиитам, соответствует возрасту 2653 ± 29 млн. лет, $СКВО = 1,3$, $\epsilon_{Nd} = -0,7$ [Puchtel, 2007]. Таким образом, Пухтелем (2007) были сделаны следующие выводы: 1) линии регрессии, отвечающие возрастам 3353 и 3391 млн. лет, являются линиями смещения, фиксирующими процесс ассимиляции — фракционной кристаллизации при внедрении коматиит-базальтов и/или результат взаимодействия коматиитовой магмы с обогащенным LREE флюидом, высвобождающимся из вмещающих

пород ТТГ-серии; 2) возраст волоцкой толщи находится в интервале 2,88—2,85 млрд. лет; 3) внутренняя (минеральная) изохрона 2653 млн. лет отвечает времени метаморфизма.

Таким образом, Sm—Nd изотопные данные по вулканитам волоцкой толщи, полученные по образцам, отобраным со сравнительно небольшого ($1,0 \times 1,5$ км) участка, позволяют построить различные линии регрессии, отвечающие возрастам ~3,4, 2,85 и 2,7 млрд. лет (см. рис. 10). Для наиболее корректной интерпретации этих результатов крайне важным является установление ограничений временного интервала вулканизма. С этой целью было проведено датирование цирконов (TIMS) из дайки габбро-диорита, секущей волоцкую толщу [Kovalenko, 2008]. Датирование показало, что возраст габбро-диорита 2840 ± 3 млн. лет. Следовательно, Sm—Nd изохрона, отвечающая возрасту 2850 млн. лет [Puchtel, 2007], соответствует времени вулканизма, тогда как линии регрессии, отвечающие возрастам $> 3,1$ млрд. лет, представляют собой линии смещения, что также подтверждается модельными расчетами [Puchtel, 2007]. Кроме того, выявленная Пухтелем (2007) перестройка Sm—Nd системы на уровне минералов ~2,65 млрд. лет назад, отражающая наложенные метаморфические события, отмечается не только на минеральном уровне, но и фиксируется на уровне породы в целом в ряде образцов [Коваленко, 2007]. Это подтверждается не только близкими значениями возраста (2,7—2,65 млрд. лет), полученными по породам в целом и по минералам соответственно, но и сходными значениями ε_{Nd} (+0,3)—(–0,7). Тектономагматические события этапа ~2,7 млрд. лет, которые обычно связывают с суперплюмом [Арестова, 2002; Арестова, 2004; Лобач-Жученко, 2007], широко проявлены на территории Водлозерского домена и выражены внедрением как многочисленных интрузий постколлизийных гранитов — Кубовский, Охтомозерский, Тубореченский, Семеновский [Лобач-Жученко, 2002], так и гранулитовым метаморфизмом на юго-западе домена. Таким образом, наложенные процессы, связанные с этим этапом, могли привести к открытию Sm—Nd системы в вулканитах волоцкой толщи на уровне породы в целом.

Вопрос об избирательности процесса ~2,7 млрд. лет, приведшего к открытию Sm—Nd системы только в части вулканитов волоцкой толщи, остается открытым. Единственным возможным объяснением, по мнению Пухтеля (устное сообщение), могут служить различия в исходной массе отобранных на анализ проб [Пухтель, устное сообщение]. Пухтелем (2007) отбирались на анализ (с последующим квартованием) образцы весом 2—5 кг, тогда как мы использовали образцы весом до 1 кг, то есть в этом случае мы можем предположить, что радиус

диффузии в ходе метаморфизма ~2,7 млрд. лет назад был небольшим и интенсивный ионный обмен проявился в малом объеме вулканитов, тогда как в большем масштабе его влияние не фиксируется.

Выводы

Для успешного датирования Sm—Nd методом раннедокембрийских магматических пород необходимо следующее.

1. Иметь четкую картину последовательности геологических событий района для выявления возрастных ограничений магматизма.

2. Использовать только комагматичные породы, для чего провести анализ геолого-геохимических данных, подтверждающих единый источник изучаемых пород.

3. Использовать породы, максимально отличающиеся Sm—Nd отношением, чтобы минимизировать ошибку при получении возраста.

4. Особо относиться к случаям, когда в результате расчета первичного изотопного состава Nd получаются «неожиданные» значения $\varepsilon_{Nd}(t)$. При этом необходимо провести комплексный геологический и изотопно-геохимический анализ с целью проверки возможности использования возраста, полученного по цирконам для расчета первичных изотопных отношений. Определение изотопного состава Hf в изучаемых породах позволит провести корреляцию с изотопным составом Nd с использованием соотношения $2\varepsilon_{Nd} = \varepsilon_{Hf}$. Отсутствие такой корреляции свидетельствует об открытии Sm—Nd системы в ходе наложенных процессов.

5. Вероятно, следует обратить внимание на количество отбираемого материала, а именно учитывать возможность проявления постмагматических процессов в отобранном материале небольшого объема, тогда как квартование больших по массе проб позволяет нивелировать это влияние.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Арестова Н. А. Раннедокембрийские базиты Балтийского щита: геохимические типы и этапы образования как отражение глубинной геодинамики. Мантийные плюмы и металлогения / Н. А. Арестова, С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев // Материалы Международного симпозиума. — Петрозаводск ; Москва, 2002. — С. 13—17.

Арестова Н. А. Эволюция базит-ультрабазитового магматизма Балтийского щита интервала 3,4—2,4 млрд. лет : автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук / Н. А. Арестова; ИГГД. — СПб., 2004. — 45 с.

Библикова Е. В., Вильямс И., Компстон У. // Изотопная геохимия и космохимия. — Наука, 1990.

Коваленко А. В. Коматииты Волоцкой толщи: самые молодые или самые древние коматииты Балтийского щита? / А. В. Коваленко, Н. А. Арестова // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. — М., 2007. — С. 121—122.

Коваленко А. В. Sm—Nd система полиметаморфических пород (на примере Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита) / А. В. Коваленко, С. Б. Лобач-Жученко, Г. В. Артеменко // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. — М., 2007. — С. 123—124.

Куликова В. В. Волоцкая свита — стратотип нижнего архея Балтийского щита / В. В. Куликова; КНЦ. — Петрозаводск, 1993.

Лобач-Жученко С. Б. Тектоническая эволюция Карельской провинции в раннем докембрии (3,2—2,4 млрд. лет) и ее отражение в геофизических полях / С. Б. Лобач-Жученко // Тектоника и геофизика литосферы: материалы XXXV тектонического совещания. — Т. 1. — 2002. — С. 302—305.

Лобач-Жученко С. Б. Неоархейские гранулиты Карелии — геологическое положение и геодинамическая интерпретация / С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: материалы II российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. — СПб., 2007.

Пухтель И. С. [и др.] // Докл. АН СССР. — 1991. — Т. 317, № 1. — С. 197—202.

Семихатов М. А. [и др.] // Изв. АН СССР. — 1991. — № 4. — С. 3—13.

Чекулаев В. П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита: автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук / В. П. Чекулаев. — 1996. — 298 с.

Bennett V. C. Compositional evolution of the mantle / V. C. Bennett // Treatise on Geochemistry. Vol. 2. The mantle and core. — Elsevier, 2003. — P. 493—519.

Bennett V. C. Nd isotopic evidence for transient, highly depleted mantle reservoirs in the early history of the Earth / V. C. Bennett, A. P. Nutman, M. T. McCulloch // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. — Vol. 119. — P. 299—317.

Black L. P. Isotopic resetting of U—Pb zircon and Rb—Sr and Sm—Nd whole-rock systems in Enderby land, Antarctica: implications of isotopic data from polymetamorphic and multiply deformed terrains / L. P. Black // Prec. Res.—1988. — Vol. 38. — P. 355—365.

Blichert-Toft J. Short-lived chemical heterogeneities in the Archaean mantle with implications for mantle convection / J. Blichert-Toft, F. Albarede // Science. — 1994. — Vol. 263. — P. 1593—1596.

Bowring S. The earth's early evolution / S. Bowring, T. Housh // Science. — 1995. — Vol. 269. — P. 1535—1540.

Bowring S. 3.96 Ga gneisses from the Slave province, northwest territories, Canada / S. Bowring, I. Williams, W. Compston // Geology. — 1986. — Vol. 17. — P. 971—975.

Cattell A. Conflicting Sm—Nd whole rock and U—Pb zircon ages for Archaean lavas from Newton township, Abitibi belt, Ontario / A. Cattell, T. Krogh, N. Arndt // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1984. — Vol. 70. — P. 280—290.

Chauvel C. The Sm—Nd age of Kambalda volcanics is 500 Ma too old! / C. Chauvel, B. Dupre, G. Jenner // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1985. — Vol. 74. — P. 315—324.

Condie K. High field strength element ratios in Archaean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? / K. Condie // *Lithos*. — 2005. — Vol. 79. — P. 491—504.

DePaolo D. J. Isotopic Studies of processes in mafic chambers. I. The Kiglapait intrusion, Labrador / D. J. DePaolo // *J. Petrol.* — 1985. — Vol. 26. — P. 925—951.

DePaolo D. J. Neodymium isotope geochemistry: an introduction / D. J. DePaolo. — New York : Springer Verlag, 1988. — P. 181.

Dupre B. Pb and Nd isotopic study of two Archaean komatiitic flows from Alexo, Ontario / B. Dupre, C. Chauvel, N. Arndt // *Geochimica Cosmochimica Acta*. — 1984. — Vol. 48. — P. 1965—1972.

Gruau G. Anomalous Sm—Nd ages for the early Archaean Onverwacht group volcanics / G. Gruau, C. Chauvel, B. M. Jahn // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1990. — Vol. 104. — P. 27—34.

Gruau G. Loss of isotopic (Nd, O) and chemical (REE) memory during metamorphism of komatiites: new evidence from eastern Finland / G. Gruau [et al.] // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1992. — Vol. 112. — P. 66—82.

Hegner E. Age and isotope geochemistry of the Archaean Pongola and Usushwana suites in Swaziland, southern Africa: case for crustal contamination of mantle-derived magma / E. Hegner, A. Kroner, A. Hofmann // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1984. — Vol. 70. — P. 267—279.

Juteau M. Assimilation of continental crust by komatiites in the Precambrian basement of the Carswell structure (Saskatchewan, Canada) / M. Juteau [et al.] // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1988. — Vol. 99. — P. 219—225.

Kerr A. LIP reading: Recognizing oceanic plateau in geological record / A. Kerr, R. White, A. Saunders // *J. Petrol.* — 2000. — Vol. 41, N 7. — P. 1041—1055.

Kovalenko A., Salmikova E., Arestova N. // *Goldschmidt Conference Abstract*. — 2008.

Moorbath S. Extreme Nd-isotope heterogeneity in the early Archaean — fact or fiction? Case histories from northern Canada and west Greenland / S. Moorbath, M. Whitehouse, B. Kamber // *Chem. Geol.* — 1997. — Vol. 135. — P. 213—231.

Puchtel I. Combined mantle plume — island arc model for the formation of the 2,9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints / I. Puchtel [et al.] // *Geochimica Cosmochimica Acta*. — 1999. — Vol. 63. — P. 3579—3595.

Puchtel I. Os—Pb—Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield / I. Puchtel, M. Humayun, R. Walker // *Prec. Res.* — 2007. — Vol. 158. — P. 119—137.

Rosing M. The theoretical effect of metasomatism on Sm—Nd isotopic systems / M. Rosing // *Geochimica Cosmochimica Acta*. — 1990. — Vol. 54. — P. 1337—1341.

Tourpin S. Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonatization of a komatiite flow from Finland / S. Tourpin [et al.] // *Chem. Geol.* — 1991. — Vol. 90. — P. 15—29.

Vervoort J. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes / J. Vervoort [et al.] // *Nature*. — 1996. — Vol. 379. — P. 624—627.

УДК 552.321, 553.466

Абушкевич В. С. Дайковые комплексы в ареале редкометалльных рудных узлов фанерозоя: геохимия и петрология (на примере Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье) / В. С. Абушкевич, Л. Ф. Сырицо // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

Изучение ассоциативных связей редкометалльных гранитов с породами дайковых комплексов, пространственно отмечаемых в пределах рудных узлов фанерозоя (Восточное Забайкалье, Приморье, Рудные горы), представляет собой важное направление исследований в решении проблемы петрогенезиса редкометалльных гранитов.

Рассмотрены дайковые комплексы в ареале Хангилайского редкометалльного рудного узла в Восточном Забайкалье. По минеральному и петрогеохимическому составу установлены четыре главные группы даек: калиевые трахидациты и трахириолиты; лампрофиры (керсантиты, спессартиты); диабазы; долериты. На основе изотопно-геохимических исследований (Rb—Sr, Sm—Nd, U—Pb) определен возраст формирования выделенных групп пород, проведена оценка глубин магмагенерации, геодинамических режимов и источников вещества. По этим данным можно судить о временном интервале формирования изучаемой интрузивной системы, субстратах плавления и степени мантийно-корового взаимодействия при формировании специализированных флюидонасыщенных магм.

УДК 553.311+553.641+553.411+553.464

Алексеев И. А. Геологическое строение и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье) / И. А. Алексеев, И. К. Котова // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

На основании геологических, петрографических, геохимических и изотопных данных впервые дана комплексная геологическая характеристика Вялимякского пироксенит-габбро-диоритового интрузива, расположенного в Северном Приладожье (пос. Ляскеля). Предложена новая модель геологического строения интрузива, характеризующегося центростремительным типом развития; впервые в разрезе интрузива клинопироксенит-габбрового ряда выявлен критический интервал, отличающийся ритми-

ческими вариациями геохимических и петрохимических параметров, установлена определяющая роль этого интервала в локализации рудного комплекса массива; определена специализация и закономерности размещения оруденения в пределах массива.

УДК 552.321.5:551.71:553.4.078(470.22)

Березин А. В. **Архейские габбро-анортозиты Беломорского подвижного пояса: геология и металлогения** / А. В. Березин // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

Рассмотрены вопросы геологии, геохимии и металлогении комплекса габбро-анортозитов Беломорского подвижного пояса. Комплекс архейских габбро-анортозитов по пространственному положению, петрогеохимическим особенностям, металлогенической нагрузке существенно отличается от выделяемого протерозойского субкомплекса (~2,45 Ga). Впервые приведены данные по определению возраста Sm—Nd методом по породе в целом для Кемского палеомассива (~2,73 Ga). Проведена оценка перспектив комплекса на благороднометальное и окисное оруденение. Выделены основные этапы формирования и преобразования пород палеомассива, относимого к дифференцированным. Предложена предварительная геодинамическая интерпретация генезиса пород как фрагментарных реликтов архейских зеленокаменных поясов.

УДК 553.22:553.52(470.22)

Семенов С. В. **Особенности и условия формирования Fe—Ni—Cu сульфидного и платинометального оруденения в расслоенном массиве Луккулайсваара** / С. В. Семенов // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

В расслоенном интрузиве Луккулайсваара выделяется два генетических типа месторождений. Первый тип — экзоконтактный, локализуется на границе тел микрозернистых и вмещающих пород, где циркуляция гидротермальных растворов продолжалась до 400—350 °С. Второй тип сформирован породами, являющимися остаточным расплавом, образованным при кристаллизации микрозернистых габброидов. Формирование пород из остаточных расплавов протекало в широком диапазоне давлений (до 10 кбар) и температур. Верхний температурный предел существования ранних наложенных ассоциаций минералов (800—900 °С) согласуется с положением линии солидуса водонасыщенного расплава. Формирование платино-минеральных ассоциаций связывается с низкотемпературной стадией кристаллизации.

УДК 551.71:552.33(470.22)

Егорова Ю. С. **Позднеархейские серии умеренно-щелочных пород Карелии на примере санукитоидного Эльмусского и сиенитового Западно-Хижьярвинского массивов** / Ю. С. Егорова // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

В последние годы архейские умеренно-щелочные породы интенсивно изучаются в пределах Карельского кратона Балтийского щита. В ряде регионов, в том числе в Карелии, наблюдается тесная пространственно-временная связь санукитоидов с сиенитами. Несмотря на эту связь и общие геохимические черты (обогащение LILE и LREE и обеднение HFSE), группы пород существенно различаются по магнезиальности и K/Na. Данный и другие вопросы, связанные с ролью и характером процессов, обусловивших особенности состава пород и их вариации, рассмотрены на примере санукитоидного Эльмусского и сиенитового Западно-Хижьярвинского массивов. Обе интрузии размещены в пределах одной тектонической зоны и были сформированы в интервале 2740 ± 10 млн. лет.

Дана петрографическая, геохимическая и изотопная характеристики изучаемых массивов. Приведен химический анализ пород и минералов, а также результаты изучения Sm—Nd изотопного состава пород.

УДК 552.32,552.113

Гусева Н. С. Минералогические свидетельства аутометасоматоза в породах Панозерского санукитоидного комплекса Центральной Карелии / Н. С. Гусева, Ю. С. Егорова // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

Описаны факты преобразования (преимущественно обогащения LIL и LREE элементами) породообразующих и акцессорных минералов в породах, слагающих ранние фазы многофазной Панозерской интрузии. Показано, что наибольший процент измененных минералов встречается вблизи интрузивных контактов между фазами. Сделано заключение о том, что вызвавший переработку флюид отделился от магмы, сформировавшей породы второго импульса, в процессе ее фракционной кристаллизации в промежуточной камере.

УДК 551.72(470.22)

Алфимова Н. А. Геологическое строение и химический состав палеопротерозойских кор выветривания Карелии / Н. А. Алфимова // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

Приведены данные о геологическом строении и химическом составе профилей выветривания Карелии, находящихся на различных стратиграфических уровнях палеопротерозоя и сформированных в разных климатических условиях. Полный профиль выветривания для палеопротерозоя характеризуется трехчленным строением: 1) зона физической дезинтеграции субстрата; 2) зона элювиальной брекчии; 3) глинистая зона. Как правило, к зоне элювиальной брекчии приурочены участки, обогащенные CaO. Данный эффект возникает вследствие кристаллизации карбонатных минералов из гипергенных растворов в зоне повышенной аэрации. Химический состав глинистой зоны характеризуется крайне низкими концентрациями CaO и Na₂O и резким ростом содержания K₂O и Rb. Подобное изменение химизма свидетельствует о преобладании в глинистых зонах профилей высококалийных аутигенных глинистых минералов группы иллита.

УДК 549:552.52

Климова Е. В. Минеральный состав глинистых отложений пещер / Е. В. Климова // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

Исследован минеральный состав глинистых отложений из пещер Урала и Кавказа. Результаты рентгенофазового анализа свидетельствуют о том, что в составе пелитовой фракции преобладает иллит-сметитовое смешанослойное образование, содержащее не более 40 % смектитовых пакетов. В незначительном количестве присутствуют также каолинит, хлорит, смектит, кварц и кальцит.

Установлено, что минеральный состав современных гипергенных образований разных регионов одинаков и отражает специфические условия их образования — непродолжительное интенсивное химическое выветривание. Изученные породы сходны с наиболее выветренными горизонтами докембрийских кор выветривания по химическому составу и условиям образования. Полученные результаты свидетельствуют о том, что главным минералом глинистой зоны докембрийских кор выветривания было иллит-сметитовое смешанослойное образование с преобладанием иллитовых пакетов.

УДК 550.21:551.72 (47)

Матреничев А. В. Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит / А. В. Матреничев, В. А. Матреничев // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

Приведены результаты петрологического исследования людиковийских вулканитов из Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны.

Палеопротерозойский вулканизм Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны полихронный и гетерогенный. Первая стадия людиковийского вулканизма в рассматриваемых структурах была проявлена в Северном Приладожье 2,06 млрд. лет назад. Дальнейшая активная вулканическая деятельность сконцентрирована в Онежской структуре 1,98 млрд. лет назад.

Особенности геохимии позволяют коррелировать вулканиты соанлахтинской свиты с вулканитами, лежащими в основании разреза сортавальской серии.

Изучение Sm—Nd изотопной системы для вулканитов сортавальской серии позволяет предположить ятулийский возраст для пород, залегающих в ее основании (2213 ± 30 млн. лет).

Дифференциация вулканитов суйсарской свиты происходила в мало-глубинных «сухих» условиях, а соанлахтинской и петсеваарской — в «водонасыщенных» условиях.

УДК 551.14:66.916:546.21

Гончаров А. Г. Методические вопросы определения фугитивности кислорода в мантии / А. Г. Гончаров // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

Характер химической дифференциации мантии, процессов ее плавления определяется не только T и P , но и составом участвующих в этих процессах флюидов, который в свою очередь зависит от redox состояния мантии, определяемого фугитивностью кислорода f_{O_2} . В проблеме получения количественных оценок f_{O_2} существует ряд нерешенных методических вопросов. Сопоставлены между собой твердофазовые оксобарометры, основанные на реакциях с участием элементов переменной валентности (Fe^{2+} и Fe^{3+}). Проверена согласованность инструментов оксобарометрии с методом прямого определения собственной летучести кислорода с помощью электрохимических ячеек (intrinsic method). Оценен вклад в расчет степени окисления железа в минералах ксенолитов метода мессбауэровской спектроскопии.

Объектами исследования являлись перидотитовые ксенолиты из щелочных базальтов Монголии (плато Дариганга и Тариатская впадина) и Забайкалья (Витимское плато), для которых была возможность одновременно рассчитать параметры T , P и f_{O_2} .

УДК 550.84:539.183.2+550.93

Коваленко А. В. Возможности и ограничения Sm—Nd метода при датировании архейских магматических пород / А. В. Коваленко // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. — СПб. : Изд-во Политехн. ун-та, 2010.

Приведены основные принципы датирования магматизма и метаморфизма Sm—Nd методом. Рассмотрено поведение Nd изотопной системы в ходе наложенных процессов на уровне минералов и породы в целом. На основе анализа литературных и собственных данных для раннеархейских пород выделены главные ограничения при анализе изотопных данных, позволяющие избежать неверной интерпретации возраста и первичных изотопных характеристик.

Научное издание

СБОРНИК ТРУДОВ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ ИГГД РАН

Под редакцией *В. С. Абушкевича, Н. А. Алфимовой*

Редакторы: *О. В. Махрова, О. К. Чеботарева*

Технический редактор *А. И. Колодяжная*

Корректор *А. И. Рогозин*

Компьютерная верстка *А. Б. Волкова*

Дизайн обложки *Т. М. Ивановой*

Директор Издательства Политехнического университета *А. В. Иванов*

Лицензия ЛР № 020593 от 07.08.97

Налоговая льгота — Общероссийский классификатор продукции
ОК 005-93, т. 2; 95 3004 — научная и производственная литература

Подписано в печать 16.04.2010. Формат 60×90/16. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 19,75. Уч.-изд. л. 19,75. Тираж 200. Заказ 330.

Санкт-Петербургский государственный политехнический университет.
Издательство Политехнического университета,
член Издательско-полиграфической ассоциации университетов России.
Адрес университета и издательства:
195251, Санкт-Петербург, Политехническая ул., 29.