

УДК 552.13:552.3

## РЕЛИКТЫ ПЕРВИЧНО МАГМАТИЧЕСКИХ АКЦЕССОРНЫХ ШПИНЕЛИДОВ В АРХЕЙСКИХ КОМАТИИТАХ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

**З. П. Рыбникова**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

В статье приводятся результаты комплексного изучения реликтов первично-магматических шпинелидов из архейских (3,0–2,7 млрд лет) коматиитовых серий зеленокаменных структур восточной части Фенноскандинавского щита. Проанализированы акцессорные минералы из массивных и мезокумулятивных зон расслоенных лавовых потоков коматиитов (содержащих 24–30 вес. % MgO). В коматиитах установлено сосуществование нескольких генераций шпинелидов, в том числе реликтов первично-магматического хромит-алюмохромита ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  44,64–51,80,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  9,39–13,74, #Cr 68,97–78,52, #Mg 3,98–12,14, #Fe < 12), являющегося равновесной минеральной фазой в коматиитовых расплавах и кристаллизующегося в интервале температур 1340–1370 °C после выделения оливины. Выявленная геохимическая зональность в первичных шпинелидах является результатом равновесной кристаллизации коматиитового расплава с постепенным понижением температуры, приводящей к образованию твердых растворов алюмохромит-субферриалюмохромитов. Показано, что метаморфические преобразования пород при давлении  $\geq 5$  кбар и температурах  $\geq 500$  °C приводят к полной перекристаллизации первичных шпинелидов.

Ключевые слова: хромиты, коматииты, архей.

### **Z. P. Rybnikova. RELICTS OF THE PRIMARY MAGMATIC ACCESSORY SPINELS IN THE ARCHEAN KOMATIITES OF THE EASTERN FENNOSCANDIA**

The article presents the results of a complex study of the relicts of the primary magmatic spinels from the Archean (3.0–2.7 Ga) komatiitic series of the greenstone structures of the eastern Fennoscandian Shield. The accessory minerals of the massive and mesocumulate zones of differentiated komatiite flows (containing 24–30 wt. % MgO) are analyzed. The coexistence of several generations of spinels including relicts of the primary magmatic chromite-alumochromite ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  44.64–51.80,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  9.39–13.74, #Cr 68.97–78.52, #Mg 3.98–12.14, #Fe < 12), which is an equilibrium mineral phase in komatiitic melts crystallizing in the temperature range of 1340–1370 °C after the extraction of olivine, is established in the komatiites. The identified geochemical zoning in the primary spinels is the result of the equilibrium crystallization of komatiitic melt with a gradual decrease in temperature, which leads to the formation of alumochromite-subferrialumochromite solid solutions. It is shown that the metamorphic transformation of rocks at pressure  $\geq 5$  kbar and temperatures  $\geq 500$  °C leads to a complete recrystallization of the primary spinels.

Keywords: chromite, komatiites, archean.

## Введение

Основная проблема, возникающая при изучении архейских коматиитовых комплексов различных зеленокаменных структур мира – это значительная метаморфическая переработка пород, приводящая к полному замещению первичных минеральных парагенезисов [Куликов и др., 1988; Вревский, 1989; Barnes, 1998, 2000; Кожевников, 2000; Светов, 2005; Arndt et al., 2008]. В таких случаях реконструкция условий магмогенерации коматиитовых расплавов может базироваться как на изучении химического состава пород (распределение петрогенных и примесных элементов [Вревский и др., 2003; Светов, Смолькин, 2003; Светов, 2005; Arndt et al., 2008]), так и на основе изучения акцессорных минеральных фаз [Barnes, 1998].

Архейские вулканиды коматиитовой серии Восточной части Фенноскандинавского щита (следует отметить, что к коматиитам были отнесены высокомагнезиальные вулканиды (лавы), имеющие концентрации:  $MgO > 18$  вес. %,  $SiO_2 < 52$  вес. % и с суммой щелочей  $< 2$  вес. % [Arndt, 1986; Arndt et al., 2008]), также характеризуются значительными метаморфическими изменениями (в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций), однако несмотря на значительную перекристаллизацию, существует возможность сохранения реликтов первично магматических акцессорных фаз – шпинелидов (хромитов), что было установлено ранее [Рыбникова, Светов, 2014; Рыбникова и др., 2014; Светов и др., 2014].

Хромиты – члены изоморфного ряда шпинелидов, которые классифицируются в зависимости от содержания основных окислов ( $Cr_2O_3$  18–62 вес. %,  $FeO$  0–18 вес. %,  $MgO$  6–16 вес. %,  $Al_2O_3$  0–33 вес. %,  $Fe_2O_3$  2–30 вес. %), наиболее характерными микропримесями в них выступают  $Ti$ ,  $V$ ,  $Mn$ ,  $Zn$ ,  $Ni$ ,  $Co$  [Минералы, 1967].

Изучение акцессорных шпинелидов в ультраосновных вулканидах докембрийских комплексов Фенноскандинавского щита имеет длительную предисторию, так ранее шпинелиды изучались на примере вулканидов Кольской провинции (пикритов Печенгской структуры, коматиитов зеленокаменного пояса (ЗКП) Колмозеро-Воронье [Вревский, 1989; Смолькин, 1992]), коматиитов Карельского кратона (Костомукшской структуры [Puchtel et al., 1998] и Ветреного пояса [Смолькин, 1992; Куликов и др., 2011]).

В данной статье приводятся обобщающие результаты комплексного минералого-геохимического изучения реликтов акцессорных первично магматических шпинелидов, выявленных в архейских коматиитовых сериях следующих объектов восточной части Фенноскандинавского щита:

(Ведлозерско-Сегозерском ЗКП – Совдозерская, Хаутаваарская структуры; Гимолы-Костомукшском ЗКП – Костомукшская структура, ЗКП Кухмо – структура Сиивикковаара). Важно отметить, что в рассматриваемых коматиитовых сериях ранее было установлено сосуществование нескольких генераций акцессорных шпинелидов, представляющих первично магматические минеральные фазы (хромит, алюмохромит, субферриалюмохромит) и поздние метаморфические (хроммагнетит, магнетит) [Рыбникова, Светов, 2014; Рыбникова и др., 2014; Светов и др., 2014].

## Геологическая характеристика объектов исследования

Работы проводились на разрезах архейских коматиитовых серий следующих зеленокаменных поясов восточной части Фенноскандинавского щита: Ведлозерско-Сегозерском (Совдозерская, Хаутаваарская структуры – Центральная Карелия [Куликов и др., 1988; Светов, 2005]), Гимольско-Костомукшском (Костомукшская структура – Северо-Западная Карелия [Куликов и др., 1988; Puchtel et al., 1998; Володичев и др., 2002]) и Кухмо (Сиивикковаара – Восточная Финляндия [Rapunen et al., 2009]) (рис. 1). Все изучаемые коматиитовые серии имеют детальное описание в приведенных выше работах, что позволяет ограничиться их краткой характеристикой.

В изучаемых структурах коматииты входят в состав коматиит-базальтовых ассоциаций, где формируют небольшие пачки (серии лавовых потоков) мощностью от 50 до 600 м.

Минеральный состав коматиитов (с концентрацией  $MgO > 18$  вес. %) представлен вторичным метаморфическим парагенезом: серпентином, тремолитом, актинолитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом, магнетитом. На рис. 2 показаны типичные метаморфически преобразованные структуры коматиитов – реликтовая мезокумулятивная (2, а), порфириновая (выделения оливина) с гранонематобластовым цементом (2, б), немаголепидобластовая, порфиробластовая (2, в), гранобластовая с гранонематобластовым цементом (2, г), характеризующие массивные области лавовых тел. Дополнительно следует отметить, что минеральный парагенез вулканидов имеет свои особенности, так в коматиитах Хаутаваарской структуры выявлены реликты магматических оливинов ( $> Fo_{70}$ ), в Костомукшской структуре матрикс коматиитов представлен тальк-карбонатом. Вулканиды в изучаемых структурах претерпели регионально-метаморфические преобразования в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма в интервале давлений  $P \sim 2\text{--}8$  кбар и  $T 500\text{--}640$  °C [Володичев и др., 2002].

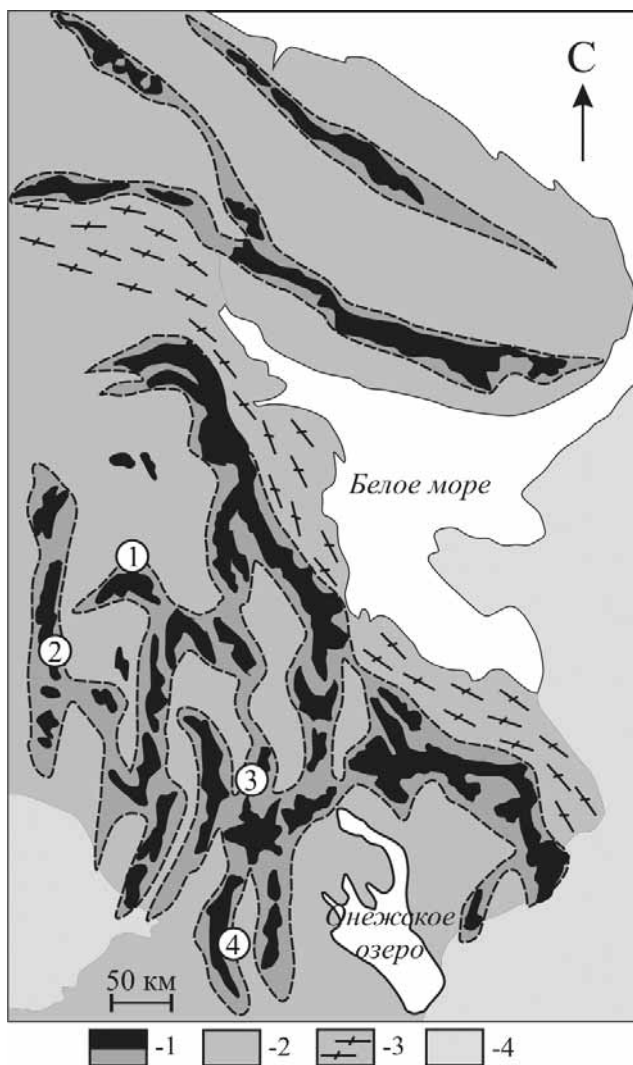


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения восточной части Фенноскандинавского щита с областями развития архейских комплексов (зеленокаменных поясов) (по: [Вревский, 1989]) и положением зеленокаменных структур, в разрезах которых изучались акцессорные шпинелиды в коматиитах.

Условные обозначения: 1 – архейские зеленокаменные пояса; 2 – ТТГ-гнейсы, граниты, мигматиты; 3 – комплексы Беломорского подвижного пояса; 4 – палеопротерозойские образования. Мезоархейские зеленокаменные структуры (цифры в кружочках): 1 – Костомукша, 2 – Сиивикковаара, 3 – Совдозеро, 4 – Хаутаваара

Время формирования коматиитовых серий восточной части Фенноскандинавского щита происходило в несколько временных интервалов: Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (на основе датирования секущих даек [Светов, 2005; Арестова и др., 2012] и Sm-Nd методом по породе в целом [Svetov et al., 2001]) в интервале 2,97–2,90 млрд лет; в Костомукшской структуре – 2,88–2,80 млрд лет [Puchtel et al., 1998] и в зеленокаменном поясе Кухмо – 2,8–2,7 млрд лет [Papunen et al., 2009].

### Методы исследования

Изучение акцессорных шпинелидов в коматиитовых комплексах проводилось по единой методике. Отбор проб осуществлялся в центральных массивных зонах и верхних участках мезокумулятивных областей маломощных (< 20 м) дифференцированных лавовых потоков. Предварительное изучение показало, что в прочих зонах лавовых тел (кровель-

ных и нижних кумулятивных) реликты первично магматических шпинелидов редки.

Из образцов изготавливались аншлифы (в общей сложности около 30 препаратов). Изучение морфологии и химического состава минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) в аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) при следующих параметрах: W-катод, напряжение 20 кВ, время набора спектра в точках анализа составляло 90 сек в стандартном эксперименте. Общее количество определений химического состава хромитов превысило 500 анализов.

Компьютерная обработка микрозондовых анализов минералов проводилась с помощью программ «MINAL» (автор Д. В. Доливо-Добровольский), расчет Т-Р параметров осуществлялся в программе Petrolog 3.1 [Danyushevsky, 2001; Danyushevsky, Plechov, 2011].

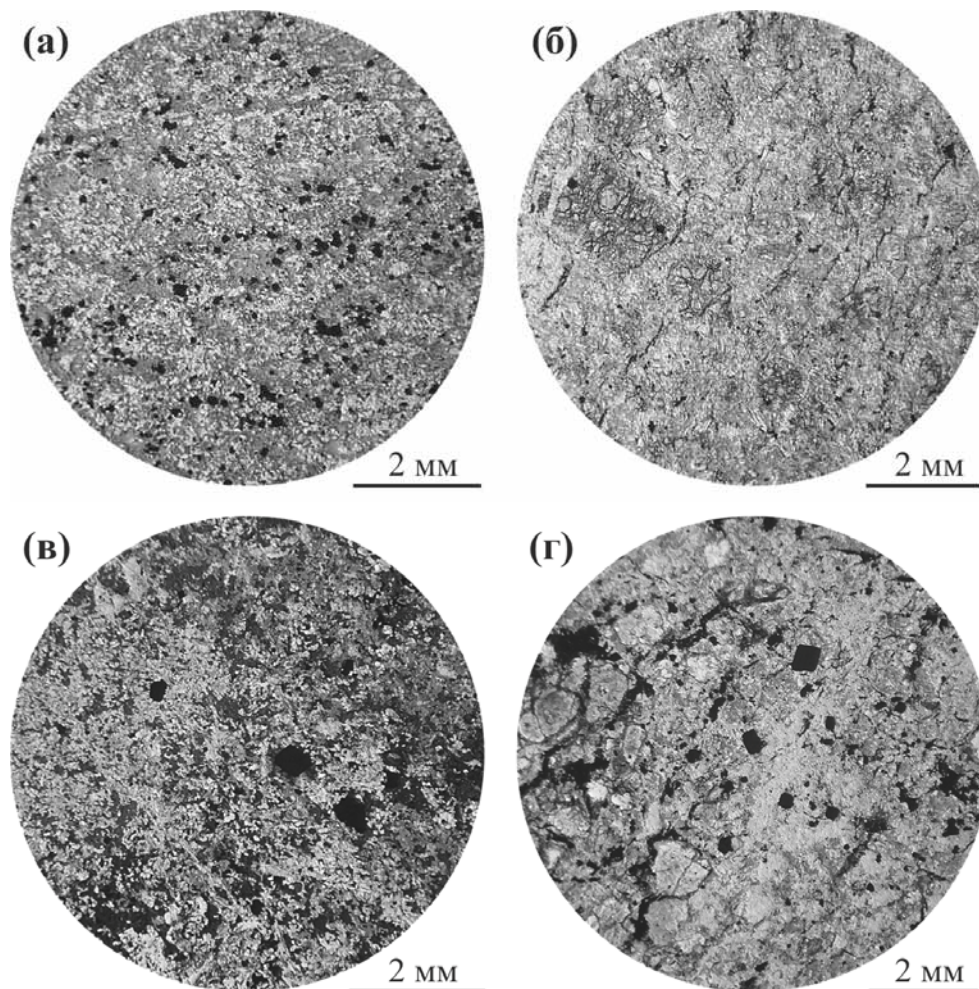


Рис. 2. Микрофотографии шлифов изучаемых коматиитов из зеленокаменных структур: а – Совдозерская, б – Хаутаваарская, в – Костомукшская, г – Сиивикковаара. Николи II

### Геохимическая характеристика коматиитов

Все изучаемые вулканиты на основе петрохимических классификационных требований [Le Bas, 2000; Arndt et al., 2008; Куликов и др., 2012] соответствуют породам коматиитовой серии, при этом в отобранных пробах из массивных зон дифференцированных лавовых потоков и областей мезокумулята содержания MgO варьируют от 24 до 30 вес. %, Cr от 1900 до 7500 ppm и Ni от 600 до 2730 ppm. Вариации петрогенетических отношений  $CaO/Al_2O_3 < 1$ ,  $15 < Al_2O_3/TiO_2 < 30$  наблюдаемых в коматиитах изучаемых структур позволяют отнести ассоциации к единому Al-недеплетированному AUDK типу «Мунро» [Arndt et al., 2008], что подтверждается нефракционированным распределением тяжелых редкоземельных элементов (уровень, близкий к примитивной мантии) и слабопроявленным обеднением легких редкоземельных элементов.

### Морфология шпинелидов

Детальные оптические и СЭМ исследования проб коматиитов изучаемых структур позволили установить, что в породах присутствует несколько генераций акцессорных шпинелидов, существенно различающихся по морфологии зерен [Рыбникова и др., 2014].

Первично магматические шпинелиды хромит-алюмохромитового типа выявлены в виде реликтовых ядер в крупных зернах магнетит-хроммагнетита. Зерна представлены гипидиоморфными кристаллами шпинели (рис. 3) размером от 0,07 до 3 мм и реже мультиагрегатными скоплениями ксеноморфных кристаллов площадью до 0,25 см<sup>2</sup>, имеющих структуру, подобную “chicken-wire” [Arndt et al., 2008]. Зерна первично магматических шпинелидов визуально четко отличаются от прочих наличием внутренней зональности (существованием ядер), при этом ядра не всегда полностью сохраняются (сохраняются фрагменты ядер), что широко

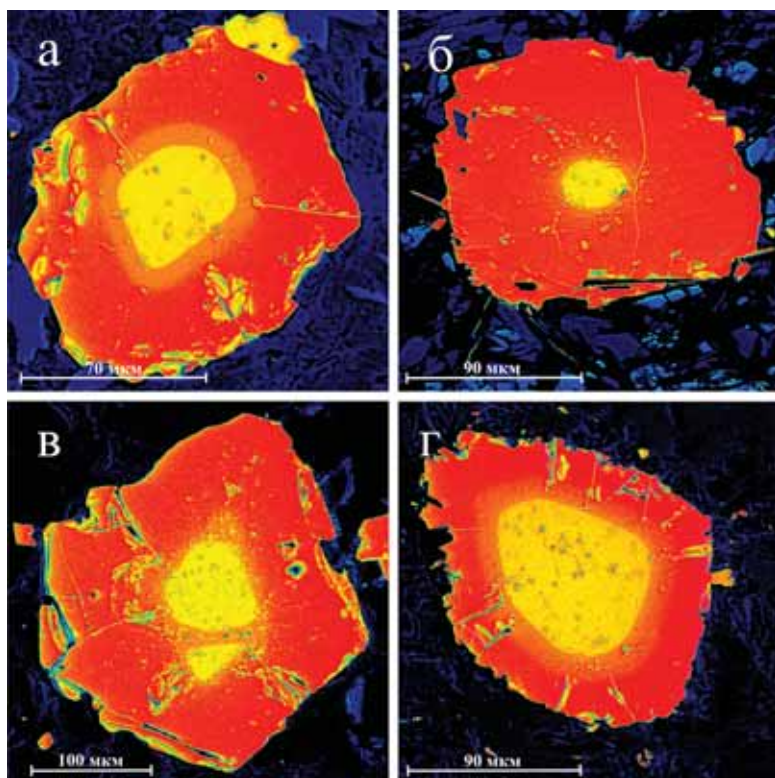


Рис. 3. Электронно-микроскопические (СЭМ) изображения первично-магматических зерен шпинелидов с реликтовыми ядрами из архейских коматиитов следующих структур:

а – Совдозерской, б – Хаутаваарской, в – Костомукшской, г – Сиивикковаара. Детектор - BSE

проявлено в коматиитах Костомукшской структуры. Кристаллы данного типа пересекаются многочисленными трещинами, по которым развивается актинолит и тремолит, имеют частично корродированные участки, как во внутренней части зерен (ядрах), так и на внешних границах, имеют многочисленные вторичные включения, что может отражать поздние реакционные процессы перекристаллизации.

Морфология аксессуарных шпинелидов, несомненно, определяется кинетикой процесса кристаллообразования, который в свою очередь зависит от температурных условий кристаллизации. Значительное переохлаждение расплава приводит к кристаллизации дендритоподобных скелетных кристаллов шпинели. В случае медленного теплообмена, в лавовых потоках формируются идиоморфные или гипидиоморфные кристаллы шпинели [Barnes 1998, 2000; Arndt et al., 2008].

В изучаемых вулканитах морфология крупных кристаллов первично-магматических шпинелидов, вероятнее всего, отражают режим ликвидусной кристаллизации. Формирование мультиагрегатных кластеров шпинелидов (с зональным строением и структурами “chicken-wire”) размером до 40 мкм более характерно кристаллизации хромитов из изолированного интеркумулятивно-расплава между кумулятивными оливиновыми агрегатами, что отмечалось ранее для кумулятивных ультраосновных пород [Godel et al., 2013].

### Геохимическая характеристика первично-магматических шпинелидов

Изучение крупных гипидиоморфных зональных кристаллов показало высокие содержания в них  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , что согласуется с их первично магматическим происхождением, вместе с тем, установлена геохимическая гетерогенность зерен. Во всех первично-магматических кристаллах шпинелидов изучаемых структур выделяются (табл.):

1) Ядра – представленные хромитом, субферрихромитом, алюмохромитом, субферриалюмохромитом, характеризующиеся высокими концентрациями хрома и алюминия, при минимальных содержаниях железа;

2) Кайма ядер выполнена субферрихромитом, субферриалюмохромитом, субалюмоферрихромитом, феррихромитом – отличающаяся от состава ядер повышенными содержаниями хрома, небольшим увеличением концентрации железа при снижении глинозема;

3) Внешняя оторочка зерен сформирована феррихромитом, хроммагнетитом, магнетитом, характеризуется пропорциональным увеличением содержания железа и уменьшением содержания хрома друг относительно друга к краевой части зерен.

Профильный (СЭМ) микроанализ в крест зональности зерен (рис. 4) позволил выделять реликтовые первично-магматические ядра кристаллов шпинели с максимальными кон-

Таблица 1. Вариации химического состава первично магматических зерен шпинелидов

Структура	Совдозерская ВСЗП	Хаутаваарская ВСЗП	Костомукшская ГКЗП	Сиивикковаара ЗПК
Проба (кол-во)	9м03-33 (35 зерен)	R14H-3 (3 зерна)	КЛ 47-06 (18 зерен)	F-22 (3 зерен)
Зона	центр / край зерна	центр / край зерна	центр / край зерна	центр / край зерна
SiO <sub>2</sub>	<0,86 / <0,43	0,19-0,31 / <0,38	0,02-1,64 / <5,99	0,05-0,34 / 0,06-0,11
TiO <sub>2</sub>	0,08-0,60 / <0,36	0,25-0,50 / 0,51-1,65	0,10-0,42 / <0,31	0,18-0,65 / 0,06-0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,73-12,82 / <0,38	12,00-12,52 / <0,44	9,39-12,20 / <0,35	12,15-13,74 / <0,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,08-51,73 / 3,73-11,07	49,09-49,33 / 7,71-17,93	48,94-51,80 / 2,45-10,56	44,64-45,51 / 8,22-10,88
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,45 / <0,60	<0,45 / <0,86	<0,34 / 0,02-0,66	0,12-0,42 / 0,12-0,22
FeO*	30,26-36,80 / 87,33-95,08	32,32-32,97 / 77,22-90,17	31,64-36,06 / 85,82-96,11	35,35-37,19 / 87,84-90,27
MnO	1,44-2,70 / <0,58	0,63-0,90 / 0,22-0,78	0,40-1,64 / <0,44	0,21-0,57 / <0,11
MgO	0,68-1,42 / <0,77	1,81-2,21 / 0,05-0,40	0,91-2,25 / <1,98	1,33-2,14 / 0,15-0,48
ZnO	1,84-4,33 / <0,50	1,96-2,39 / 0,20-0,37	1,28-2,22 / <0,53	2,09-2,62 / -
NiO	<0,56 / <0,70	<0,20 / 0,09-0,49	<0,37 / <0,76	<0,22 / <0,51
#Cr	70,22-77,38 / 93,07-100	72,48-73,29 / 96,47-100	73,32-78,52 / 87,86-100	68,97-71,14 / 97,68-100
#Mg	3,98-8,25 / <4,14	10,15-12,14 / 0,28-2,13	5,27-11,70 / <8,65	7,25-11,76 / 0,81-2,57
#Fe	3,70-11,64 / 83,64-94,50	5,36-5,70 / 71,84-88,48	3,15-9,84 / 84,39-96,01	9,68-11,38 / 84,03-88,24

Примечание. FeO\* – суммарное железо, #Cr = 100Cr/Al+Cr, #Mg = 100Mg/Fe<sup>2+</sup>+Mg, #Fe = 100Fe<sup>3+</sup>/Al+Cr+Fe<sup>3+</sup>.

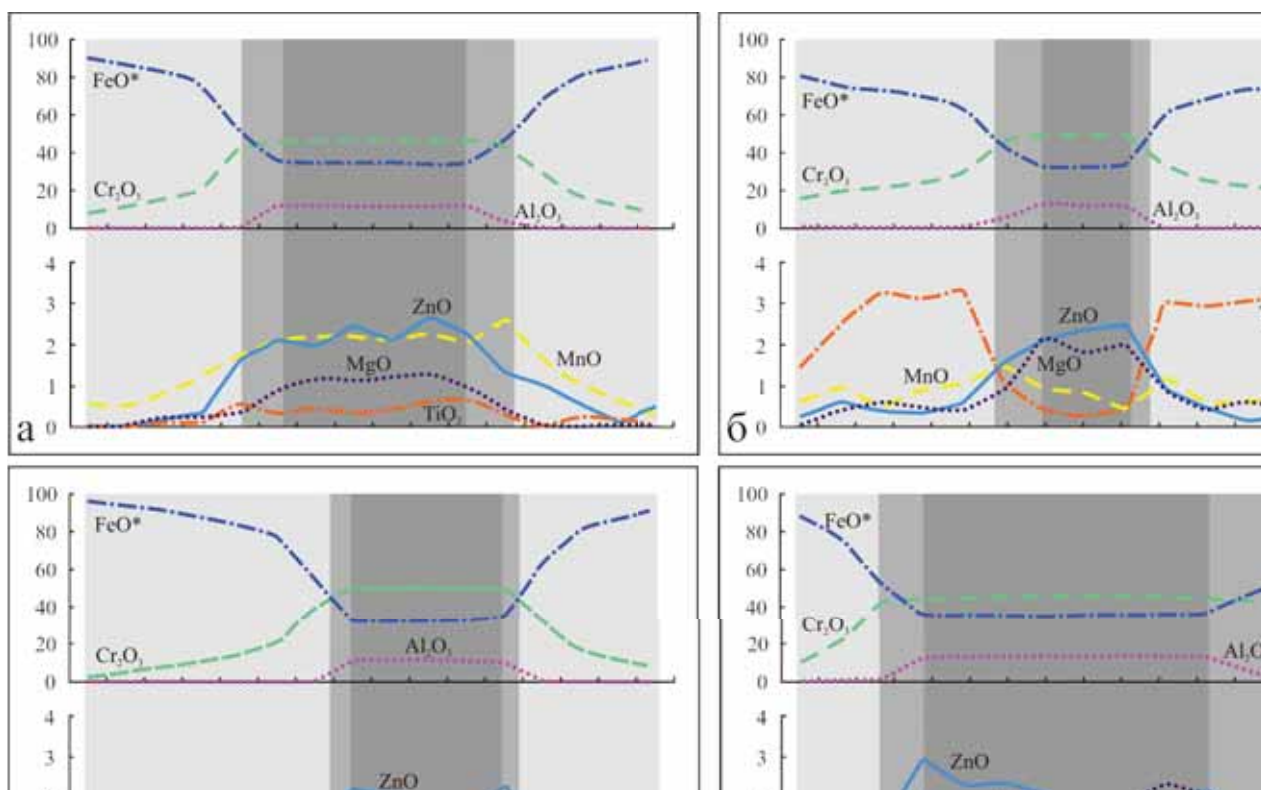


Рис. 4. Вариации химического состава по профилям через зерна первично-магматических шпинелидов из коматиитов изучаемых структур:

а – Совдозерской, б – Хаутаваарской, в – Костомукшской, г – Сиивикковаара. Области зерен отмечены цветом: темно-серая – ядро, серая – край ядра, светло-серая – внешняя оторочка зерен (диаметр зерен от 100 до 280 мкм)

центрациями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ZnO и MgO. Контрастный характер распределения характеризует FeO, концентрация которого происходит на внешних оторочках зерен, формирующихся на стадии метаморфической перекристаллизации. Отмечаемые стабильные концентрации основных окислов (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO) в реликтовых ядрах свидетельствует о том, что в этих участках сохранились области кристаллов,

не вовлеченных полностью в процессы метаморфической перекристаллизации, при этом небольшие вариации примесных элементов в ядрах указывают на воздействие метаморфических факторов (флюида, температуры и давления).

На классификационной диаграмме Н. В. Павлова [Павлов, 1949] (рис. 5) фигуративные точки первично магматических шпинелидов (от ядер

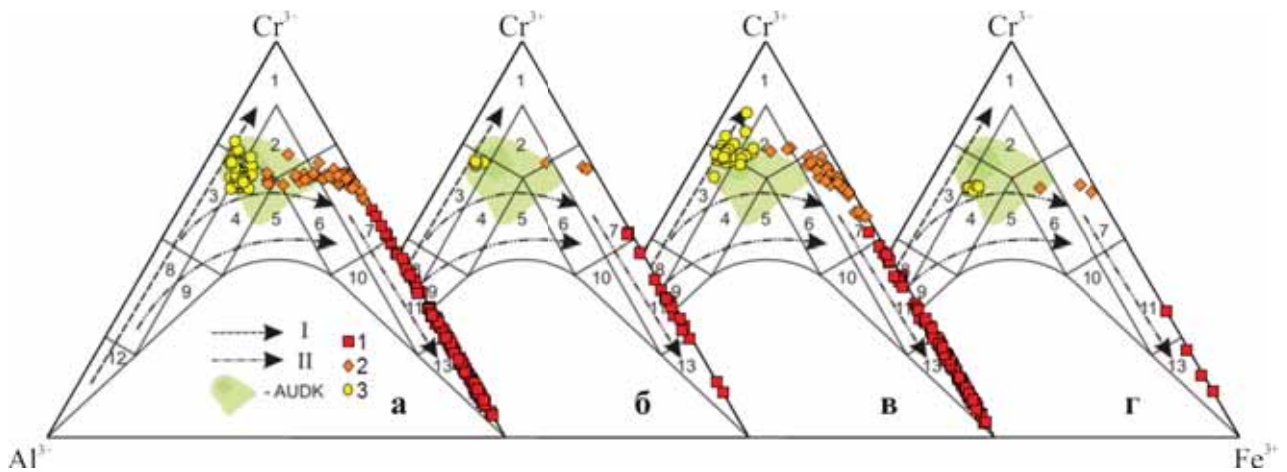


Рис. 5. Состав первично магматических шпинелидов из архейских коматитов изучаемых зеленокаменных структур на классификационной диаграмме Н. В. Павлова [Павлов, 1949]:

а – Совдозерская; б – Хаутаваарская; в – Костомукшская; г – Сиивикковаара. Подсемейства хромшпинелидов: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит. Условные обозначения: 1 – внешняя оторочка, 2 – кайма ядер, 3 – реликтовые ядра. Тренды эволюции состава хромшпинели из ультрабазитов [Перевозчиков и др., 2004]: I – первичный тренд дифференциации в верхней мантии, II – вторичные тренды метаморфических преобразований в коровых условиях. AUDK – Al-недеплеированные коматиты [Arndt et al., 2008]

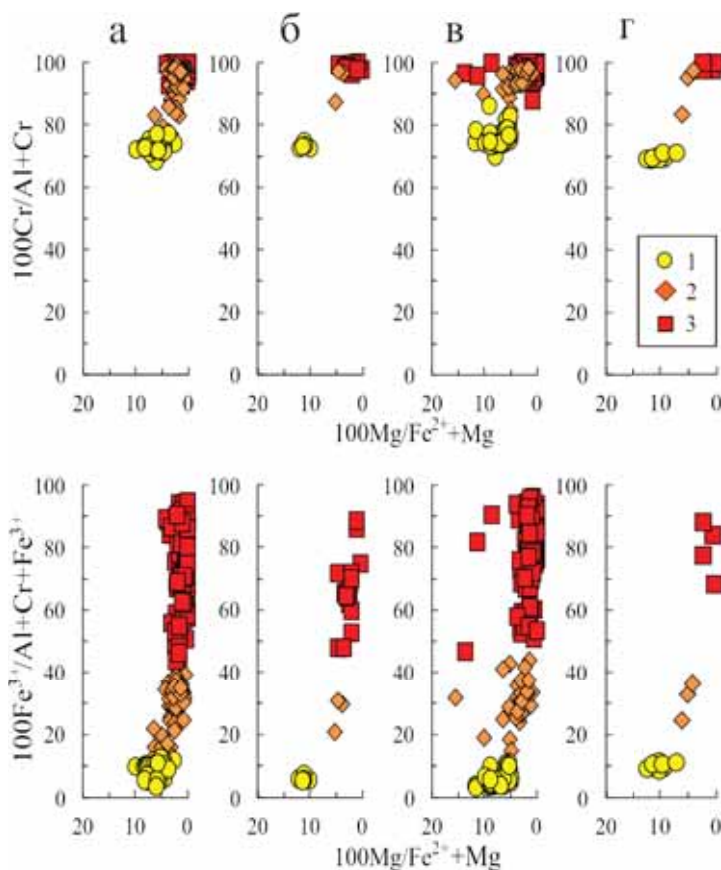


Рис. 6. Диаграммы  $100 \cdot \text{Cr}/(\text{Al} + \text{Cr}) - 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  и  $100 \cdot \text{Fe}^{3+}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+}) - 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  Ирвайна [Irvine, 1965] для первично магматических шпинелидов из коматитов изучаемых структур:

а – Совдозерская; б – Хаутаваарская; в – Костомукшская; ж – Сиивикковаара. Условные обозначения: 1 – реликтовые ядра, 2 – кайма ядер, 3 – внешняя оторочка

до краевых зон кристаллов) формируют тренд, совпадающий (для ядер) с первичным трендом магматической дифференциации шпинелей (от алюмохромитов до феррихромитов) и далее

сменяющийся (на краевых участках зерен) трендом метаморфического преобразования шпинелидов в коровых условиях – от феррихромитов до магнетитов.

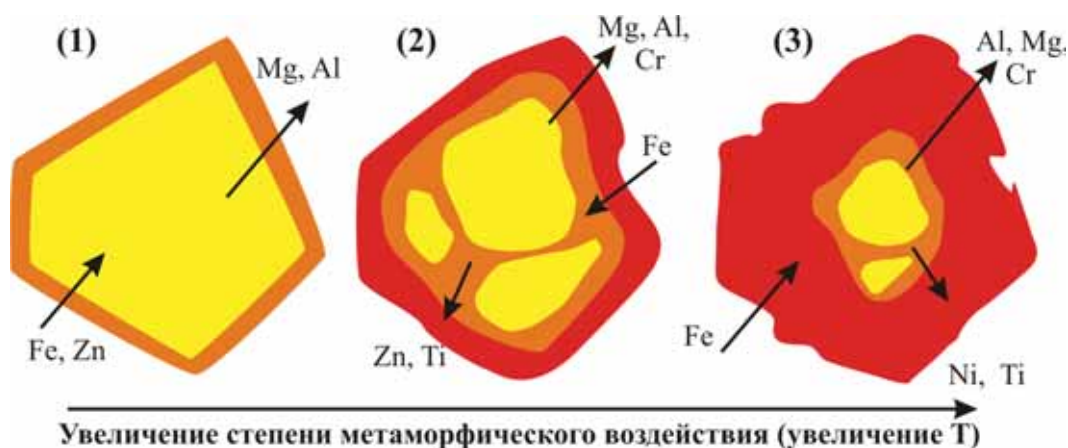


Рис. 7. Обобщенная схема химического изменения первично-магматических хромитов в ходе метаморфического преобразования архейских коматиитов изучаемых структур. Цифрами в скобках показаны этапы перекристаллизации зерен:

1 – образование хром-магнетитовой каймы, 2 – формирование гетерогенной внутренней структуры с зональными ядрами, 3 – консервация реликтовых ядер. Стрелками показаны направления выноса и привноса химических элементов. Цветами отмечены – зоны контрастных химических составов шпинели

Для изучения вариаций составов акцессорных шпинелидов в литературе широко используются диаграммы  $100 \cdot \text{Cr}/(\text{Al} + \text{Cr}) - 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  и  $100 \cdot \text{Fe}^{3+}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+}) - 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  – являющиеся гранями призмы Т. Ирвайна [Irvine, 1965] (рис. 6).

В данной системе контрастно выделяются области составов реликтовых ядер шпинелидов, кайма ядер и внешней оторочки зерен. Анализ составов шпинелидов в системе  $100 \cdot \text{Cr}/(\text{Al} + \text{Cr}) - 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  показывает, что первично магматические ядра (хромит-алюмохромиты) имеют магнезиальность выше, чем краевые зоны кристаллов. Сопоставимые значения отношения  $100 \cdot \text{Cr}/(\text{Al} + \text{Cr})$  для первичных ядер шпинелидов изучаемых структур предположительно отражают близкие условия магмогенерации исходных расплавов, что коррелирует с принадлежностью коматиитовых комплексов к единому АУДК петрогенетическому типу.

В системе  $100 \cdot \text{Fe}^{3+}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+}) - 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  дополнительно прослеживаются близкие к линейным, тренды метаморфического изменения химического состава минералов. Важно отметить, что существенные вариации отмечаются в первично магматических шпинелидах по содержанию Cr и Al, при постоянном  $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  отношении, что может быть связано с низкой фугитивностью кислорода в процессе кристаллизации коматиитового расплава.

### Метаморфические преобразования шпинелидов

Проведенное изучение первично магматических шпинелидов в архейских коматиитах

АУДК-типа показало, что, несмотря на существенные метаморфические изменения пород, существует возможность обнаружения реликтов первично магматических минералов. Поиск реликтов первично магматических хромитов должен основываться, прежде всего, на изучении типоморфных особенностей акцессорных шпинелидов. Так, реликты первично магматических хромитов чаще сохраняются в крупных, идиоморфных (размером до 3 мм) кристаллах, имеющих трещиноватое строение и частично корродированные внешние каймы. Реакционные метаморфические процессы приводят к постепенному изменению химического состава минералов (при этом, как было показано выше, позволяют сохраниться реликтовым ядрам), вызывая формирование зональных структур зерен, диагностируемых СЭМ и лазерно-микроскопическими методами.

Детальное СЭМ исследование шпинелей показало, что процесс метаморфического изменения первично магматических зерен хромитов проходил с выносом Cr, Al, Mn, Zn, Mg в силикатную систему с одновременным обогащением Fe краевых частей зерен. Важно подчеркнуть, что Zn является чувствительным индикатором процессов вторичного изменения хромитов, что позволяет использовать его в качестве химического маркера сохранности реликтовых зерен.

Отмечаемые химические преобразования минеральных индивидов, вероятнее всего, не оказывали существенного влияния на изменение первичной морфологии зерен (их габитуса и размера) и это может быть охарактеризовано схемой преобразования кристаллов (рис. 7).



В ходе изучения акцессорных шпинелидов из архейских коматиитов восточной части Фенноскандинавского щита дополнительно выполнено изучение группы поздних метаморфических фаз шпинели [Рыбникова и др., 2014]. Отдельного внимания заслуживает генерация, представленная крупными однородными идиоморфными зернами (размером от 80 до 150 мкм, морфологически подобны первично магматическим), с несколько пониженным содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и отсутствием Al. Данная разновидность минералов формировалась на пике метаморфической перекристаллизации пород, представляя собой случай полной перекристаллизации первично магматической шпинели. Данный процесс, вероятнее всего, происходил до кристаллизации популяции мелких (1–30 мкм) пылевидных идиоморфных кристаллов магнетита (имеющих слабопроявленную геохимическую неоднородность, высокие концентрации FeO и низкие содержания прочих окислов) при разложении силикатных минералов (оливина, пироксена) с концентрацией по границам псевдоморфоз.

Для расчета температур метаморфического изменения шпинелидов и пород в целом проведено изучение магнетит-ильменитовых парагенезов, с целью применения термометра [Spencer, Lindsley, 1981]. На примере коматиитов Совдозерской структуры установлено, что в случае парагенеза ильменита с магнетитом из внешней оторочки первично-магматических шпинелей значения температур перекристаллизации варьируют в интервале 440–490 °С, а в парагенезе с вторичными поздними магнетитами 410–480 °С. Данные значения соответствуют температурам метаморфической проработки пород коматиитовых серий в мезо- и неоархее [Володичев и др., 2002; Светов, 2005].

Проведенные работы показали, что при метаморфических преобразованиях коматиитов в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации при давлениях < 5 кбар и температурах < 500 °С происходит перекристаллизация первично-магматических шпинелидов, сохраняющая первичные реликтовые ядра в зернах шпинелидов.

### Геохимия шпинелидов как отражение условий магмогенерации пород

Изучение акцессорных шпинелидов в мезоархейских коматиитах позволило установить не только сосуществование нескольких генераций минералов, но и выявить значительные отличия в их химическом составе [Рыбникова и др., 2014], что является следст-

ствием изменения условий кристаллизации на различных эволюционных этапах развития высокомагнезиальных комплексов. В контексте данного исследования, акцент сделан на оценке возможностей использования данных по геохимии реликтов первично-магматических шпинелидов для реконструкции термодинамических параметров кристаллизации коматиитовых расплавов.

Хромиты уже длительное время широко используются как петрологические индикаторы [Irvine, 1965] благодаря тому, что их ранняя кристаллизация позволяет коррелировать химический состав данными минеральных фаз и первичного расплава [Barnes, Roeder, 2001]. В результате экспериментального изучения шпинелидов в природных системах установлена корреляция между концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  между хромитом и расплавом [Kamenetsky et al., 2001], что принципиально важно в случае коматиитовых магм, для которых принадлежность к Al-деплементированному (ADK) или Al-недеплементированному (AUDK) типу отражает глубину зарождения расплавов.

Для кумулятивных подиформных хромитов зависимость между содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  в минерале и расплаве описывается следующими уравнениями [Kamenetsky et al., 2001]:

$$Ln (\text{wt } \% \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ в расплаве}) = 0,412322 \times Ln (\text{wt } \% \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ в хромите}) + 1,38529;$$

$$Ln (\text{wt } \% \text{ TiO}_2 \text{ в расплаве}) = 0,82574 \times Ln (\text{wt } \% \text{ TiO}_2 \text{ в хромите}) + 0,20203;$$

использование данных математических закономерностей, ранее апробированных на примере офиолитовых комплексов и базальтов срединно-океанических хребтов [Page, Barnes, 2009], позволяет оценить интервал содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  в расплавах на момент излияния. Для коматиитов изучаемых структур интерпретация химического состава хромитов с помощью данных закономерностей позволила получить следующие характеристики первичных расплавов (вес. %): Совдозерская структура –  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,03 \pm 0,44$ ,  $\text{TiO}_2 = 0,54 \pm 0,17$ ; Хаугтаваарская –  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,17 \pm 0,21$ ,  $\text{TiO}_2 = 0,57 \pm 0,11$ ; Костомукшская –  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,81 \pm 0,34$ ,  $\text{TiO}_2 = 0,40 \pm 0,14$ ; Сиивиковаара –  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,29 \pm 1,01$ ,  $\text{TiO}_2 = 0,45 \pm 0,22$ , что в отличие от реальных составов коматиитовых магм, существующих в изучаемых структурах. Так концентрация  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в коматиитах ( $\text{MgO} > 18$  вес. %) варьирует 4,59 до 8,79 вес. %, но при этом реальные расплавы характеризуются более низкими содержаниями  $\text{TiO}_2$ , ниже 0,4 вес. %, что может объясняться различными математическими зависимостями между составами кумулятивных

подформных и аксессуарных хромитов и расплавом или возможной отсадкой из расплава пироксена, в решетку которого входит Al и Ti.

На наш взгляд, правомернее рассматривать необходимость корректировки математических зависимостей в распределении  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  в аксессуарных хромитах и коматиитовом расплаве AUDK-типа. Анализ валовых концентраций коматиитов (из которых опробовались хромиты (около 40 анализов)) с составами хромитов (200 СЭМ анализов) позволяет предложить вариант модифицированной зависимости:

$Ln$  (wt %  $Al_2O_3$  в коматиитовом расплаве) =  $0,41 \times Ln$  (wt %  $Al_2O_3$  в хромите) + 0,94;

$Ln$  (wt %  $TiO_2$  в коматиитовом расплаве) =  $0,98 \times Ln$  (wt %  $TiO_2$  в хромите);

Применение модифицированных уравнений позволило получить максимально близкие к изучаемым породам характеристики (вес. %): Совдозерская структура –  $Al_2O_3 = 6,96 \pm 0,58$ ,  $TiO_2 = 0,37 \pm 0,12$ ; Хаугтаварская –  $Al_2O_3 = 7,10 \pm 0,13$ ,  $TiO_2 = 0,40 \pm 0,09$ ; Костомукшская –  $Al_2O_3 = 6,97 \pm 0,21$ ,  $TiO_2 = 0,32 \pm 0,11$ ; Сиивикковаара –  $Al_2O_3 = 7,17 \pm 0,68$ ,  $TiO_2 = 0,31 \pm 0,18$ .

Анализ вариаций содержаний  $Al_2O_3$  в первично-магматических хромитах из коматиитов Al-недеплеированного типа (AUDK) рассматриваемых структур Фенноскандинавского щита показал, что концентраций глинозема в хромитах AUDK-типа всегда существенно выше наблюдаемых в коматиитах Al-деплеированного типа (ADK) из зеленокаменных поясов Барбертон (ЮАР), Форрестаниа (З. Австралия), что, несомненно, отражает специфику состава первичных расплавов коматиитов AUDK и ADK типов [Arndt et al., 2008].

Важным аспектом изучения первично магматических аксессуарных хромитов является определение концентрации в них примесных компонентов, в том числе элементов платиновой группы (ЭПГ). В ходе исследования использовался СЭМ VEGA II LSH с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350, не позволяющий качественно определять микроконцентрации данных фаз. Однако проведение измерений в режиме увеличенного времени набора спектра в точках анализа до 300 секунд показало, что в ядрах первично магматических хромитов, из коматиитов Совдозерской и Костомукшской структур, диагностируются высокие содержания ЭИПГ (Os, Ir, Ru до 100 ppb) и ЭППГ (Pt и Pd до 200 ppb). Данное наблюдение согласуется с высокими значениями коэффициентов разделения хромит-расплав для ЭПГ:  $Kd_{(Os, Ir)}$  (хромит-расплав) > 8 и  $Kd_{(Ru)}$  (хромит-расплав) > 79 [Page et al., 2012].

Отдельного внимания заслуживает распределение никеля в шпинелидах. В ядрах первично-магматических зерен хромит-субферрихромит-алюмохромита содержание NiO значительно варьирует, не превышая 0,47 вес. % (3700 ppm). Учитывая  $Kd_{(Ni)}$  (хромит-расплав) = 53 [Некрасов, Горбачев, 1979], можно предполагать максимальную концентрацию Ni в расплаве на уровне 60–70 ppm, в то время как коматииты, в которых изучались аксессуарные фазы, содержат Ni – от 600 до 2730 ppm. Данное наблюдение может отражать эффект кристаллизации хромита из обедненного Ni расплава (за счет кристаллизации оливина, в решетку которого входит Ni). Вместе с тем, важно отметить, что вторичные хроммагнетит-магнетитовые зерна также характеризуются повышенными концентрациями NiO, что уже является результатом серпентинизации Ni-обогащенных оливинов и перераспределения никеля между силикатными (оливины и пироксены) и магнетитовыми фазами в ходе метаморфических реакций [Barnes, Kunilov, 2000].

Отмеченные аномально высокие содержания Ni и ЭПГ в первично магматических хромитах, несомненно, требуют дальнейшего изучения и проведения прецизионного локального геохимического опробования шпинелидов методом LA-ICP-MS, что и запланировано на следующем этапе исследований.

Геохимический состав шпинелидов широко используется для оценки возможных геодинамических режимов формирования породных комплексов. Сопоставление составов первично магматических шпинелидов из коматиитов восточной части Фенноскандинавского щита по  $\#Cr = 100 \times Cr / (Al + Cr)$  дает хорошую сходимость с аксессуарными хромитами из коматиитов (AUDK-типа) архейских зеленокаменных поясов мира [Arndt et al., 2008] и близко вулканикам офиолитовых ассоциаций [Cameron, Nisbet, 1982], однако при этом первые характеризуются более низким коэффициентом  $\#Mg$  [Arndt et al., 2008].

По соотношению  $6 < Al_2O_3 < 13$ ,  $2 < Fe^{2+}/Fe^{3+} < 11$  и  $TiO_2 < 0,8$  первично магматические хромиты из коматиитов изучаемых структур подобны аксессуарным шпинелидам коматиитов AUDK-типа (коматииты зеленокаменных поясов Абитиби и Йилгарн), а также попадают в область составов шпинелидов из перидотитов супрасубдукционных зон (PSSZ) и островных дуг (ARC) (рис. 8) по: [Kamenetsky et al., 2001].

Важно отметить, что проведенный ранее [Светов, 2005, 2009] анализ геологического строения, геохимии и петрологии зеленокаменных комплексов центральной части Карельского кратона (Ведлозерско-Сегозерского

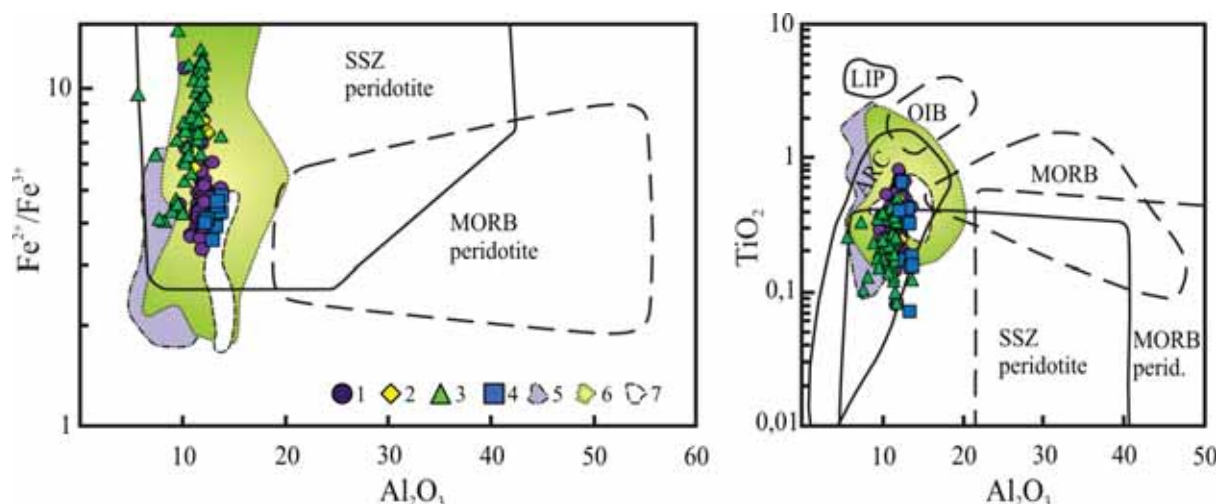


Рис. 8. Составы реликтовых ядер хромшпинелидов из коматиитов изучаемых структур на диаграммах  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  с вынесенными полями вулканитов различных геодинамических обстановок [Kamenetsky et al., 2001]. Зеленокаменные структуры:

1 – Совдозерская, 2 – Хаутаваарская, 3 – Костомукшская, 4 – Сиивиковаара; Поля хромитов их коматиитов зеленокаменных поясов: 6 – Барбертон, 7 – Йилгарн, 8 – Абитиб (база данных «GEOROC - Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents»). ARC – поле островодужных вулканитов: SSZ – перидотиты супра-субдукционной зоны, OIB – базальты океанических островов, MORB – базальты и перидотиты срединно-океанических хребтов, LIP – крупные изверженные комплексы базальтов (плато-базальты Кару, Центральной Сибири, Эмэйшань)

зеленокаменного пояса), содержащих коматиит-базальтовые серии, показал возможность формирования ассоциаций в задуговых бассейнах, приуроченных к окраинно-континентальным вулканическим дугам [Светов, 2005], что согласуется с интерпретацией химического состава шпинелидов.

Для определения температурных параметров формирования шпинелидов использовался программный комплекс Petrolog 3.1 [Danyushevsky, 2001; Danyushevsky, Plechov, 2011], в результате рассчитаны модельные температуры кристаллизации магматических хромитов в коматиитовых расплавах. Для шпинелидов Совдозерской, Костомукшской и Сиивиковаара структур получены близкие значения температур кристаллизации в интервале 1310–1470 °C, что коррелирует с проведенным ранее термическим анализом монофракций шпинели, выделенных из коматиитов Совдозерской структуры, позволивший установить, что на кривых нагревания ДСК присутствует эндотермический эффект в интервале температур 1340 – 1370 °C, что, вероятнее всего, соответствовало температуре плавления (кристаллизации) хромитов [Рыбникова и др., 2014].

Дополнительно в ходе моделирования определена последовательность кристаллизации минеральных фаз в коматиитовом расплаве. Установлено, что выделению хромита в коматиитовом расплаве AUDK-типа предшествует

кристаллизация оливина ( $\text{Fo}_{90-94}$ ), начинающаяся при температурах 1730–1560 °C, что согласуется с результатами экспериментальных работ [Zhang, Herzberg, 1994; Herzberg, 1995; Herzberg, O'Hara, 1998].

Оценка P–T параметров излияния ( $T_{\text{ли}}$ ) высокомагнезиальных расплавов, базирующаяся на интерпретации химического состава зон закалки коматиитов изучаемых структур, позволила оценить температуры ликвидуса мезоархейских коматиитов, которые варьировали от 1600 до 1500 °C [Светов, Смолькин, 2003; Светов и др., 2014].

Полученные данные свидетельствуют о том, что в ходе извержения коматиитовых расплавов длительный временной интервал (на стадии подъема магмы на дневную поверхность и излиянии) основной минеральной фазой, контролирующей эволюцию расплава, являлся оливин, и лишь после существенного охлаждения расплава (на 200–250 °C) к кристаллизации добавлялся алюмохромит +/- пироксен.

Таким образом, на примере изучения реликтов аксессуарных шпинелидов в мезоархейских коматиитовых комплексах Фенноскандинавского щита показано, что геохимия первично магматических шпинелидов является важным источником дополнительной информации о процессах магмогенеза первичных расплавов, позволяет оценить температурные режимы кристаллизации пород и оценивать первичный потенциал материнских расплавов на рудные компоненты (Ni, ЭПГ).

## Выводы

Проведенные исследования показали, что в мезоархейских коматиитах AUDK и ADK-типов (сформированных в интервале от 3,0 до 2,7 млрд лет) сохраняются акцессорные шпинелиды хромит-алюмохромитового типа в виде реликтовых ядер в крупных зернах магнетит-хроммагнетита в центральных зонах дифференцированных лавовых потоков. Однако в случае если метаморфические преобразования пород проходят в условиях выше эпидотамфиболитовой фации (в интервале давлений  $\geq 5$  кбар и температурах  $\geq 500$  °C), реликты первично магматических акцессорных хромитов полностью замещаются.

СЭМ изучение шпинелидов в коматиитах позволило установить сосуществование нескольких их генераций, характеризующихся контрастным химическим составом. При этом химическая характеристика первично-магматических и поздних метаморфических фаз шпинели в мезоархейских коматиитах различных структур Фенноскандинавского щита во многом подобна, что является следствием близких условий магмогенерации коматиитовых расплавов AUDK-типа и подобными режимами поздних региональных метаморфических преобразований.

Изученные реликтовые фрагменты зерен хромитов-субферриалюмохромитов ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  44,64–51,80 вес. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  9,39–13,74 вес. %, #Cr 68,97–78,52, #Mg 3,98–12,14, #Fe < 12) являлись равновесными первично магматическими минеральными фазами в коматиитовых расплавах и кристаллизовались в интервале температур 1340–1370 °C. Выявленная геохимическая зональность в них является результатом равновесной кристаллизации коматиитового расплава с постепенным понижением температуры, приводящей к образованию твердых растворов алюмохромит – субферриалюмохромитов.

Химический состав реликтовых ядер первично магматических шпинелидов из изучаемых коматиитов подобен составу акцессорных шпинелидов из перидотитов супра-субдукционных зон и островных дуг, что согласуется с предположением о формировании коматиит-базальтовой ассоциации в задуговых бассейнах, приуроченных к окраинно-континентальным вулканическим дугам.

Проведенное исследование показало большой петрологический потенциал, который открывается при изучении акцессорных минеральных фаз в метаморфически измененных породах архея.

*Автор выражает благодарность д. г.-м. н. В. С. Куликову за ценные замечания и советы в ходе подготовки статьи, д. г.-м. н. С. А. Светову за всестороннюю поддержку исследований автора, коллективу лаборатории геохимии и моделирования природных и техногенных процессов ИГ КарНЦ РАН за содействие в проведении полевых и аналитических исследований, сотруднику Геологической службы Финляндии – Dr. T. Halkoaho за помощь в организации и проведении полевых исследований в пределах зеленокаменного пояса Кухмо, В. Финляндия в 2014 г.*

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 13-05-00402 и 13-05-00402 А.*

## Литература

- Арестова Н. А., Чекулаев В. П., Матвеева Л. В. и др. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442, № 1. С. 67–73.
- Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузенко Т. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Рукописный науч. отчет, ИГ КарНЦ РАН. 2002. 187 с.
- Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 143 с.
- Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 587–617.
- Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
- Куликов В. С., Куликова В. В. и др. Коматииты и высокомагнезиальные базальты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
- Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В. Ветреный пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя юго-восточной Фенноскандии // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 91–103.
- Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В. О классификации ультраосновных-основных высокомагнезиальных вулканитов нормальной и низкой щелочности (новый взгляд на примере Фенноскандии) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. № 15. С. 38–44.
- Минералы. Справочник. Том 2. Вып. 3. Сложные окислы, титанаты, ниобаты, танталаты, антимонаты, гидроокислы / Под. ред. Ф. В. Чухрова. М.: Наука, 1967. 676 с.
- Некрасов И. Я., Горбачев И. С. К вопросу о генезисе базитовых рудно-силикатных магм // Проблемы физико-химической петрологии (состояние флюида и растворов, метасоматоз, рудообразование). М.: Наука, 1979. Т. 2. С. 258–272.

- Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук. Сер. Руд. месторожд. 1949. Вып. 103, № 3. 88 с.
- Перевозчиков Б. В., Плотников А. В., Макиев Т. Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сьюм-Кеу (Полярный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 6. Пермь: Перм. ун-т, 2004. С. 170–180.
- Рыбникова З. П., Светов С. А. Геохимия акцессорных хромитов из мезоархейских коматиитов Центральной Карелии (на примере Совдозерской структуры) // Труды Карельского научного центра РАН. Серия Геология докембрия. 2014. № 1. С. 158–166.
- Рыбникова З. П., Светов С. А., Вревский А. Б. и др. Акцессорные хромшпинелиды из мезоархейских коматиитов Фенноскандинавского щита // Литосфера. 2014. № 6. С. 22–44.
- Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 115 с.
- Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан–континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
- Светов С. А., Рыбникова З. П., Вревский А. Б. Реконструкция Р–Т параметров генерации и излияния мезоархейских коматиитовых расплавов по данным изучения акцессорных шпинелидов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. 2014. № 4. С. 19–36.
- Светов С. А., Смолькин В. Ф. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2003. Т. 41, № 8. С. 879–892.
- Смолькин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Arndt N. T. Komatiites: a dirty window to the Archean mantle // Terra Cognita. 1986. Vol. 6. P. 59–66.
- Arndt N. T., Leshner C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press., 2008. 467 p.
- Barnes S. J. Chromite in komatiites, I. Magmatic controls on crystallization and composition. // Journal of Petrology. 1998. Vol. 39. P. 1689–1720.
- Barnes S. J. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism // Journal of Petrology. 2000. Vol. 41. P. 387–409.
- Barnes S. J., Kuniyov V. Y. Spinels and Mg-ilmenites from the Noril'sk 1 and Talnakh intrusions and other mafic rocks of the Siberian flood basalt province; Econ. Geol. 2000. Vol. 95. P. 1701–1717.
- Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. P. 2279–2302.
- Cameron W. E., Nisbet E. G. Phanerozoic analogues of komatiitic basalts. In: Komatiites (eds. N. T. Arndt, E. G. Nisbet). George Allen & Unwin, London. 1982. P. 29–49.
- Danyushevsky L. V. The effect of small amounts of H<sub>2</sub>O on crystallization of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. 2001. Vol. 110, No 3–4. P. 265–280.
- Danyushevsky L. V., Plechov P. Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. Vol. 12. N 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.
- Godel B. M., Barnes S. J. Deposition mechanisms of magmatic sulphide liquids: evidence from high-resolution x-ray computed tomography and trace element chemistry of komatiite-hosted disseminated sulphides // Journal of Petrology. 2013. Vol. 54, No 7. P. 1454–1481.
- Herzberg C. Generation of plume magmas through time: an experimental perspective // Chemical Geology. 1995. Vol. 126. P. 1–16.
- Herzberg C., O'Hara M. J. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites and komatiites // Earth-Science Reviews. 1998. Vol. 44. P. 39–79.
- Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. part I. theory. Canadian Journal of Earth Sciences. 1965. Vol. 2. P. 648–672.
- Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 4. P. 655–671.
- Le Bas M. J. IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol. 2000. Vol. 41. P. 1467–1470.
- Page P., Barnes S. J., Bedard J. H., Zientek M. L. In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromites formed from komatiite, tholeiite and boninite magmas: implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation // Chemical Geology. 2012. Vol. 302–303. P. 3–15.
- Pagé, P., Barnes, S. J. Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford Mines Ophiolite, Quebec, Canada // Economic Geology. 2009. Vol. 104(7). P. 997–1018.
- Papunen H., Halkoaho T., Luukkonen E. Archaean evolution of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi Greenstone Complex, Finland // Bulletin of the Geological Survey of Finland 2009. Vol. 403. 68 p.
- Puchtel L. S., Hofmann A. W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 155. P. 57–74.
- Spencer K. J., Lindsley D. H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. American Mineralogist. 1981. Vol. 66. P. 1190–1201.
- Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archaean greenstone belt, Central Karelia // Geochemistry International. 2001. Vol. 39. Suppl. 1. P. 24–38.
- Zhang J., Herzberg C. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1 from 5.0 to 22.5 Gpa // J. Geophysical Res. 1994. Vol. 99. P. 1729–1774.

Поступила в редакцию 11.02.2015

## References

- Arestova N. A., Chekulaev V. P., Matveeva L. V., Kucherovskii G. A., Lepekhina E. N., Sergeev S. A. Novye dannye o vozraste arkheiskikh porod Vodlozerskogo domena (Baltiiskii shchit) i ikh znachenie dlya geodinamicheskikh rekonstruktsii [New age data on the Archean rocks of the Vodlozero domain (Baltic Shield) and their significance for geodynamic reconstructions]. *Doklady Akademii nauk [Proceedings of the Academy of Sciences]*. 2012. Vol. 442, No 1. P. 67–73.
- Volodichev O. I., Kuleshevich L. V., Kuzenko T. I. Endogennyye rezhimy metamorfizma v razlichnykh geodinamicheskikh obstanovkakh dokembriya Karelii [Endogenous regimes of metamorphic transformations in various geodynamic settings in the Precambrian of Karelia]. *Rukopisnyi nauch. otchet, IG KarNTS RAN*. 2002. 187 p.
- Vrevskii A. B. Petrologiya i geodinamicheskie rezhimy razvitiya arkheiskoi litosfery (na primere severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita) [Petrology and geodynamic regimes of the Archean lithosphere development (example of the northeastern part of the Baltic Shield)]. Leningrad: Nauka, 1989. 143 p.
- Vrevskii A. B., Matrenichev V. A., Ruzh'eva M. S. Petrologiya komatiitov Baltiiskogo shchita i izotopno-geokhimicheskaya evolyutsiya ikh mantiinykh istochnikov [Petrology of komatiites from the Baltic Shield and isotope geochemical evolution of their mantel sources]. *Petrologiya*. 2003. Vol. 11, No 6. P. 587–617.
- Kozhevnikov V. N. Arkheiskie zelenokamennyye poyasa Karel'skogo kratona kak akkretsiionnye orogeny [Archean greenstone belts of the Karelian Craton as accretionary orogens]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. 223 p.
- Kulikov V. S., Kulikova V. V. i dr. Komatiity i vysokomagnezial'nye bazal'ty rannego dokembriya Baltiiskogo shchita [Komatiites and high-magnesium basalts of the early Precambrian from the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1988. 192 p.
- Kulikov V. S., Kulikova V. V., Bychkova Ya. V. Vetreyniy poyas: tektono- i petrotip paleoproterozoya yugo-vostochnoi Fennoskandii [Windy belt: early proterozoic tectonic and petrologic type of the southeastern Fennoscandia]. *Geologiya Karelii ot arkheya do nashikh dnei [Geology of Karelia from the Archean to the present]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. P. 91–103.
- Kulikov V. S., Kulikova V. V., Bychkova Ya. V. O klassifikatsii ul'traosnovnykh-osnovnykh vysokomagnezial'nykh vulkanitov normal'noi i nizkoi shchelochnosti (novyi vzglyad na primere Fennoskandii) [On the classification of the ultrabasic-basic high-magnesium volcanic rocks of normal and low alkalinity (a new look on the example of Fennoscandia)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and mineral resources of Karelia]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2012. No 15. P. 38–44.
- Mineraly. Slozhnye okisly, titanaty, niobaty, tantalaty, antimonaty, gidrookisly [Minerals. Complex oxides, titanates, niobates, tantalates, antimonates, hydroxides]. Spravochnik. Ed. F. V. Chukhrova. Moscow: Nauka, 1967. Vol. 2, iss. 3. 676 p.
- Nekrasov I. Ya., Gorbachev I. S. K voprosu o genezise bazitovykh rudno-silikatnykh magm [On the question of the basic ore and silicate magma genesis]. *Problemy fiziko-khimicheskoi petrologii (sostoyanie flyuida i rastvorov, metasomatoz, rudoobrazovanie) [Problems of physiochemical Petrology (condition of fluids and solutions, metasomatism, ore formation)]*. Moscow: Nauka, 1979. Vol. 2. P. 258–272.
- Pavlov N. V. Khimicheskii sostav khromshpinelidov v svyazi s petrograficheskimi sostavom porod ul'traosnovnykh intruzivov [Chemical composition of chrome-spinels in view of the petrographic composition of the rocks of the ultrabasic intrusion]. *Tr. In-ta geol. nauk. Ser. Rud. mestorozhd. [Proceedings of the Institute of Geological Sciences. Ore deposits series]*. 1949. Iss. 103, No 3. 88 p.
- Perevozchikov B. V., Plotnikov A. V., Makiev T. T. Priroda variatsii sostava rudnoi i aktsessornoi khromshpineli ul'trabazitovogo massiva Syum-Keu (Polyarniy Ural) [Nature of variations in the composition of the ore and accessory chrome-spinels from Syum-Keu ultrabasic massif (Polar Urals)]. *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii: nauch. chteniya pamyati P. N. Chirvinskogo*. Iss. 6. Perm': Perm. un-t, 2004. P. 170–180.
- Rybnikova Z. P., Svetov S. A. Geokhimiya aktsessornykh khromitov iz mezoarkheiskikh komatiitov Tsentral'noi Karelii (na primere Sovdozerskoi struktury) [Geochemistry of accessory chromites in mesoarchean komatiites from Central Karelia (Sovdozero structure)]. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN. Seriya Geologiya dokembriya [Proceedings of the Karelian research centre RAS. Precambrian geology series]*. 2014. No 1. P. 158–166.
- Rybnikova Z. P., Svetov S. A., Vrevskii A. B., Klimovskaya E. A., Chazhengina S. Yu. Aktsessornye khromshpinelidy iz mezoarkheiskikh komatiitov Fennoskandinavskogo shchita [Accessory chrome-spinels in Mesoarchean komatiites of the Fennoscandian Shield]. *Litosfera*. 2014. No 6. P. 22–44.
- Svetov S. A. Drevneishie adakity Fennoskandinavskogo shchita [The oldest adakites of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2009. 115 p.
- Svetov S. A. Magmatische sistemy zony perekhoda okean-kontinent v arkhee vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Magmatic systems in the ocean-continent transition zone in the Archean of the eastern Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 230 p.
- Svetov S. A., Rybnikova Z. P., Vrevskii A. B. Rekonstruktsiya P–T parametrov generatsii i izliyaniya mezoarkheiskikh komatiitovykh rasplavov po dannym izucheniya aktsessornykh shpinelidov [Reconstruction of P–T parameters of generation and extrusion of Mesoarchean komatiitic melts according to the study of accessory spinels]. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta [Herald of St. Petersburg University]*. Ser. 7. 2014. No 4. P. 19–36.

Svetov S. A., Smol'kin V. F. Model'nye PT-usloviya generatsii vysokomagnezial'nykh magm dokembriya Fennoskandinavskogo shchita [Model PT-conditions of high-magnesia magma generation in the Precambrian of the Fennoscandian Shield]. *Geokhimiya*. 2003. Vol. 41, No 8. P. 879–892.

Smol'kin V. F. Komatiitovyi i pikritovyi magmatizm rannego dokembriya Baltiiskogo shchita [Early Precambrian komatiitic and picritic magmatism of the Baltic Shield]. St. Petersburg: Nauka, 1992. 272 p.

Arndt N. T. Komatiites: a dirty window to the Archean mantle. *Terra Cognita*. 1986. Vol. 6. P. 59–66.

Arndt N. T., Lesher C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press. 2008. 467 p.

Barnes S. J. Chromite in komatiites, I. Magmatic controls on crystallization and composition. *Journal of Petrology*. 1998. Vol. 39. P. 1689–1720.

Barnes S. J. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*. 2000. Vol. 41. P. 387–409.

Barnes S. J., Kunilov V. Y. Spinels and Mg-ilmenites from the Noril'sk 1 and Talnakh intrusions and other mafic rocks of the Siberian flood basalt province. *Econ. Geol.* 2000. Vol. 95. P. 1701–1717.

Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. P. 2279–2302.

Cameron W. E., Nisbet E. G. 1982. Phanerozoic analogues of komatiitic basalts. In: *Komatiites* (eds. N. T. Arndt, E. G. Nisbet). George Allen & Unwin, London, 1982. P. 29–49.

Danyushevsky L. V. The effect of small amounts of H<sub>2</sub>O on crystallization of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *J. Volcan. Geoth. Res.* 2001. Vol. 110, No 3–4. P. 265–280.

Danyushevsky L. V., Plechov P. Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011. 2011. Vol. 12. No 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.

Godel B. M., Barnes S. J., Barnes S. J. Deposition mechanisms of magmatic sulphide liquids: evidence from high-resolution x-ray computed tomography and trace element chemistry of komatiite-hosted disseminated sulphides. *Journal of Petrology*. 2013. Vol. 54, No 7. P. 1454–1481.

Herzberg C. Generation of plume magmas through time: an experimental perspective. *Chemical Geology*. 1995. 126. P. 1–16.

Herzberg C., O'Hara M. J. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites and komatiites. *Earth-Science Reviews*. 1998. Vol. 44. P. 39–79.

Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. part I. theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1965. Vol. 2. P. 648–672.

Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.* 2001. Vol. 4. P. 655–671.

Le Bas M. J. IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. P. 1467–1470.

Page P., Barnes S. J., Bedard J. H., Zientek M. L. In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromites formed from komatiite, tholeiite and boninite magmas: implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation. *Chemical Geology*. 2012. Vol. 302–303. P. 3–15.

Pagé P., Barnes S. J. Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford Mines Ophiolite, Quebec, Canada. *Economic Geology*. 2009. Vol. 104 (7). P. 997–1018.

Papunen H., Halkoaho T., Luukkonen E. Archaean evolution of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi Greenstone Complex, Finland. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 2009. Vol. 403. 68 p.

Puchtel L. S., Hofmann A. W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. P. 57–74.

Spencer K. J., Lindsley D. H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*. 1981. Vol. 66. P. 1190–1201.

Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archaean greenstone belt, Central Karelia. *Geochemistry International*. 2001. Vol. 39. Suppl. 1. P. 24–38.

Zhang J., Herzberg C. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1 from 5.0 to 22.5 Gpa. *J. Geophysical Res.* 1994. Vol. 99. P. 1729–1774.

Received February 11, 2015

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

### Рыбникова Зоя Павловна

аспирант

Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910

эл. почта: zoya\_rybnikova@mail.ru

тел.: +79637400336

## CONTRIBUTORS:

### Rybnikova, Zoya

Institute of Geology, Karelian Research Centre

Russian Academy of Sciences

11 Pushkinskaya St., 182910 Petrozavodsk, Karelia, Russia,

e-mail: zoya\_rybnikova@mail.ru

tel.: +79637400336