

ГИПЕРСОЛЬВУС И СУБСОЛЬВУС УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ШПИНЕЛИДОВ В ГАРЦБУРГИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОЛЫСЯ-МУСЮРСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

М. В. Скрябин

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 15 сентября 2012 г.

Аннотация. Дана минералого-петрографическая и петрохимическая характеристика интенсивно серпентинизированных пород дунит-гарцбургитовой серии Олыся-Мусюрского массива (Приполярный Урал). Выявлена зональность строения интрузии, в соответствии с которой меняется и состав присутствующих в породах шпинелидов. Показаны закономерности изменения размеров, морфологических особенностей, внутреннего строения и состава сосуществующих шпинелидов в центральной части интрузии при их кристаллизации в условиях гиперсольвуса и субсольвуса.

Ключевые слова: альпинотипные гипербазиты, дунит-гарцбургитовая серия, шпинелиды, гиперсольвус и субсольвус условия кристаллизации.

Abstract. The mineralogical, petrographic and petrochemical features intensively serpentinized dunit-harzburgite series of Olysa-Musyur massif (Subpolar Urals) are studied. Zonal intrusions structure is identified. The spinels composition is changed respectively. The regularities of changes size, morphological features, internal structure and composition of the spinels coexisting during both crystallization in hypersolvus and subsolvus conditions are presented.

Key words: alpine ultramafics, dunit-harzburgite series, spinels, hypersolvus and subsolvus crystallization conditions

Введение

Уральский гипербазитовый пояс является уникальной тектономагматической структурой планетарного масштаба, протягивающейся на тысячи километров между Восточно-Европейской платформой и Западно-Сибирской плитой. Многочисленные ультрамафитовые массивы этого пояса на протяжении многих лет привлекают особое внимание геологов как с теоретических позиций выяснения закономерностей эволюции магматизма складчатых поясов земной коры, так и с практической точки зрения в виду присутствия в них месторождений хрома, элементов платиновой группы, золота, асбеста, магнезита, талька и др. Особое место в исследовании альпинотипных гипербазитов занимает изучение шпинелидов как непосредственно полезного компонента, определяющего свойства и качество хромовых руд, так и возможности использования этих, постоянно присутствующих в ультрамафитах, акцессорных минералов с целью оценки потенциальной хромитовости массивов и поиска в них рудных тел.

Степень изученности гипербазитовых массивов Урала весьма различна и определяется в первую

очередь их географической доступностью и наличием в них выявленных к настоящему времени промышленно значимых объектов. Наиболее изученными являются альпинотипные гипербазиты Южного и Среднего Урала [1–7 и многие др.], так как расположены на экономически освоенной территории с многочисленными населенными пунктами, транспортными артериями и уникальной Кемпирсайской группой месторождений хромовых руд. В значительно меньшей степени изучены ультрамафитовые массивы Полярного Урала [8–10 и др.], но их исследование облегчается наличием транспортного коридора Воркута–Салехард и присутствием вдоль него населенных пунктов, а также проведением в настоящее время поисков и разведки хромитов в пределах близ расположенного массива Рай-Из.

Гипербазитовые массивы Приполярного Урала, приуроченные к ненаселенным территориям восточного склона хребта, крайне плохо изучены и настоящая работа призвана внести свой вклад в их исследование.

Геологическая позиция и рудоносность

Олыся-Мусюрский массив приурочен к зоне Главного уральского глубинного разлома (ГУГР) и образует вытянутое линзообразное тело шириной

от 0,6 до 3,5 км и протяженностью около 35 км полого (30–40°) погружающееся на юго-восток (рис. 1). Время формирования интрузии предположительно нижний–средний ордовик. В ее строении принимают участие породы двух серий: дунит-гарцбургитовой и более молодой клинопироксенит-габбровой (табл. 1). На большей части своей протяженности породы дунит-гарцбургитовой серии отделены от ГУГР телами серпентинизированных оливиновых клинопироксенитов, верлитов и оливиновых меланогаббро. К северо-западу от интрузии распространены рифейские гнейсы с телами эклогитов, прослоями и пачками гранатовых амфиболитов неркаюского метаморфического комплекса, в которых по мере приближения к ГУГР наблюдаются все возрастающие вторичное расланцевание и диафторез, а непосредственно в зоне разлома эти породы превращены в хлорит-актинолитовые динамосланцы. С юго-востока на гипербазиты Олыся-Мусюрского массива надвинуты образования нижнесилурийского габбро-диоритового интрузивного комплекса и вулканогенно-осадочные отложения среднего–верхнего девона. Частично юго-восточный контакт интрузии перекрыт четвертичными отложениями Западно-Сибирской низменности.

В пределах Олыся-Мусюрского массива выявлено около сотни рудопроявлений и точек хромитовой минерализации, лишь малая часть которых заверена горными выработками. Хромовые руды образуют чаще всего крутопадающие (75–80°) пластообразные и линзовидные тела с довольно четкими контактами. Руды от редко- до густовкрапленных, магнезиальные, низкоглиноземистые, содержание Cr_2O_3 в них колеблется от 17 до 54 %, составляя в среднем 34 % (см. табл. 1). Рудообразующие хромшпинелиды по составу являются низкотитанистыми (в среднем TiO_2 0,15 %), низкоглиноземистыми (в среднем Al_2O_3 10,68 %), ультразакисными, магнезиально-железистыми, высокохромистыми (в среднем Cr_2O_3 54,1 %), что позволяет отнести руды к высокохромистому, металлургическому технологическому типу.

Существующие признаки хромитонности свидетельствуют о возможной принадлежности Олыся-Мусюрского массива к райизо-войкарскому комплексу, образования которого распространены в пределах Полярного Урала. Однако, с другой стороны, выявленная автором совместно с В. В. Крячко в породах и рудах Олыся-Мусюрского массива разнообразная минерализация элементов платиновой группы (изоферроплатина, геве-

сит, сперриллит, лаурит, ранее не описанный интерметаллид Pt, Cu, Au) сближает их с платиноносными гипербазитами Северного Урала.

Приведенные данные не только оставляют к настоящему времени нерешенной проблему комплексной принадлежности ультрамафитов Олыся-Мусюрского массива, но и вообще ставят вопрос о существовании или отсутствии антагонизма платинометалльной и хромовой минерации альпийских гипербазитов Урала.

Методика исследований

При проведении полевых работ были отобраны пробы по поперечному профилю от контакта к центральной части Олыся-Мусюрского массива. Отбор проб осуществлялся методом пунктирной борозды через 1 м с последующим объединением сколков однотипных пород по интервалу длиной 10 м. Для характеристики пород других участков интрузии использовались образцы из коренных обнажений и керны скважин любезно предоставленные В. Ю. Скрябиным.

Аналитические исследования пород и руд выполнялись в отделе научно-производственных аналитических работ ИМГРЭ. Силикатные анализы пород выполнены классическим методом «мокрой химии» (аналитики Волков Б. И., Карабаев Г. В.), химический состав хромовых руд определен методом рентгено-флюоресцентного анализа (аналитики Казакевич Н. М., Стороженко М. С.).

Изучение минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород проводилось в прозрачно-полированных шлифах в проходящем и отраженном свете на микроскопе OLYMPUS BX51 и включало в себя оптическую диагностику, определение размера, морфологии, внутреннего строения, характера пространственного распределения и взаимоотношения минеральных фаз.

Определение химического состава минералов осуществлялось в центре коллективного пользования ВГУ на растровом сканирующем электронном микроскопе JEOL GSM 6380 LV с системой количественного энергодисперсионного анализа INCA (аналитики Базиков Н. С., Пилюгин С. М.). Анализы выполнялись при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 1,2 нА с временем набора спектра 70 сек при диаметре электронного пучка 3 мкм. По зернам однородного состава проводился контроль временных ошибок для анализов, выполнявшихся в различные аналитические сессии, и персональных ошибок при выполнении анализов

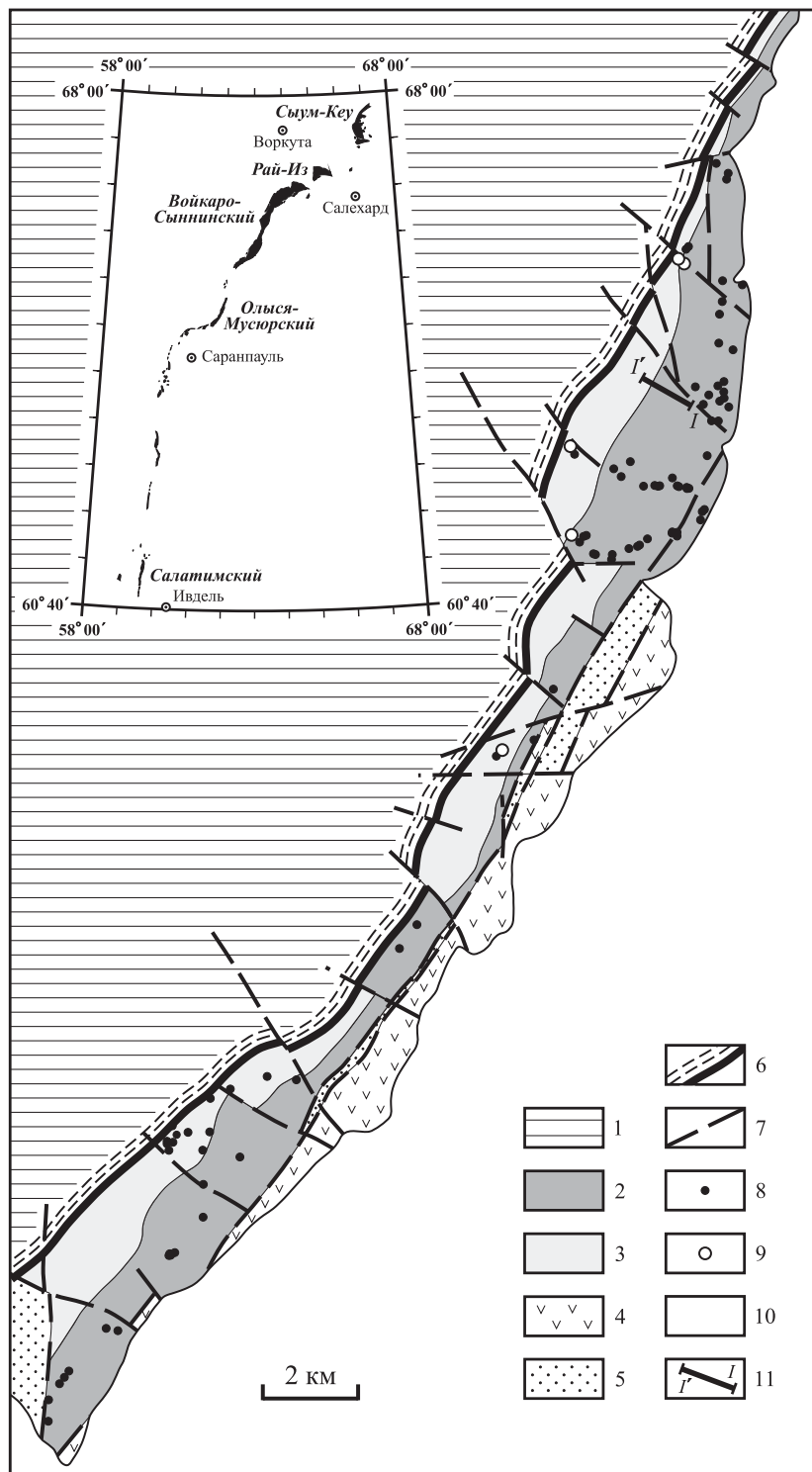


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Олыся-Мусюрского массива. Условные обозначения: 1 – гнейсы и гранатовые амфиболиты (неркаюский метаморфический комплекс, R1), 2, 3 – ультрамафит-мафитовые породы Олыся-Мусюрского массива (2 – серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, 3 – серпентинизированные оливиновые клинопироксениты, верлиты и оливиновые меланогаббро, O1–2), 4 – габбро и диориты (тагилкытлымский комплекс, S1), 5 – вулканогенные (базальты, андезиты, риолиты), вулканогенно-осадочные (туфы, туффиты, туфопесчаники) и осадочные (гравелиты, песчаники, кремнистые и углисто-кремнистые сланцы, известняки) породы (нахорская свита, D2–3), 6 – зона Главного уральского глубинного разлома и рассланцованные породы неркаюского комплекса, 7 – прочие разрывные нарушения, 8, 9 – рудопроявления и точки минерализации хромита (8) и золота (9), 10 – четвертичные отложения Западно-Сибирской низменности. На врезке – положение массивов альпинотипных гипербазитов в структуре Северного, Приполярного и Полярного Урала

Таблица 1

Средние химические составы пород и хромовых руд Олыся-Мусюрского массива, масс. %

Серии	Дунит-гарцбургитовая						Клинопироксенит-габбровая							
	1		2		3		4		5		6			
	Среднее (n = 4)	σ	Среднее (n = 7)	σ	Среднее (n = 73)	σ	Среднее (n = 84)	σ	Среднее (n = 58)	σ	Среднее (n = 16)	σ	Среднее (n = 27)	σ
SiO ₂	35,78	0,56	43,27	0,96	37,88	0,94	38,23	1,84	15,20	7,83	42,93	1,75	44,29	2,20
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,16	0,05	0,34	0,18	0,28	0,16
Al ₂ O ₃	0,45	0,17	0,58	0,22	1,01	0,31	0,94	0,34	9,17	3,59	6,50	2,89	5,11	2,82
Fe ₂ O ₃	6,28	0,52	6,19	1,07	6,41	0,42	6,39	0,50	16,89*	3,93	4,27	1,02	4,12	0,91
Cr ₂ O ₃	0,45	0,04	0,43	0,13	0,38	0,05	0,39	0,06	34,30	9,63	0,18	0,09	0,21	0,08
FeO	2,15	0,19	1,66	0,70	1,44	0,32	1,49	0,39	—	—	5,30	1,65	4,64	1,56
NiO	0,28	0,01	0,27	0,05	0,29	0,01	0,28	0,02	0,29	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
MnO	0,18	0,05	0,22	0,03	0,14	0,02	0,15	0,04	0,31	0,05	0,15	0,03	0,15	0,02
MgO	40,53	0,53	41,73	1,40	38,11	0,66	38,53	1,32	21,42	5,48	21,29	4,27	21,88	3,52
CaO	0,21	0,13	0,19	0,06	0,36	0,18	0,34	0,18	0,13	0,14	14,63	2,90	14,95	2,32
Na ₂ O	0,03	0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	—	—	0,45	0,34	0,35	0,29
K ₂ O	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,05	0,04	0,03	0,04
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,01
H ₂ O ⁺	11,87	0,53	4,12	1,25	12,12	0,81	11,45	2,37	3,71**	2,36	3,28	1,10	3,34	0,93
H ₂ O ⁻	0,82	0,16	0,50	0,24	1,22	0,32	1,14	0,37	—	—	0,18	0,08	0,21	0,09
SO ₃	0,10	0,12	0,08	0,12	0,04	0,03	0,05	0,05	—	—	0,03	0,02	0,03	0,02
CO ₂	0,67	0,21	0,49	0,27	0,33	0,17	0,36	0,19	—	—	0,21	0,12	0,20	0,11
F	0,05	0,03	<0,01	<0,01	0,07	0,02	0,07	0,03	—	—	0,07	0,02	0,08	0,03
Cl	0,017	0,003	0,016	0,008	0,014	0,002	0,014	0,003	—	—	0,008	0,002	0,008	0,002
Сумма	99,907	—	99,806	—	99,894	—	99,904	—	101,31	—	99,908	—	99,908	—
-O = F ₂	-0,02	—	-0,00	—	-0,03	—	-0,03	—	—	—	-0,03	—	-0,03	—
-O = Cl ₂	-0,004	—	-0,004	—	-0,003	—	-0,003	—	—	—	-0,002	—	-0,002	—
Сумма	99,88	—	99,80	—	99,86	—	99,87	—	101,31	—	99,88	—	99,88	—

Примечание: 1 – интенсивно серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты, 2 – умеренно серпентинизированные гарцбургиты, 3 – интенсивно серпентинизированные гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты, 4 – хромиты от бедновкрапленных до массивных, 5 – умеренно серпентинизированные оливиновые клинопироксениты, 6 – умеренно серпентинизированные вершиты и оливиновые меланогаббро. Определение состава руд выполнено методом РФА, * – Fe₂O₃ общ., ** – П.п.п.

различными операторами. При этом допускались возможные расхождения в пределах значений $\pm 2\sigma$. Для минералов, не содержащих гидроксильную группу, отбраковывались, как некачественные, анализы с суммой компонентов, выходящей за интервал 98–102 масс. %, а для шпинелидов – также и анализы с содержанием SiO_2 более 2σ , обусловленным, вероятно, наличием микровключений силикатных фаз.

Минералого-петрографическая и петрохимическая характеристика пород

Все породы дунит-гарцбургитовой серии Олыся-Мусюрского массива в той или иной степени серпентинизированы. Наименее серпентинизированные породы с преобладанием оливина и пироксена над серпентином встречаются редко, лишь в свежих коренных выходах и в керне скважин и содержат H_2O^+ 3,01–5,92 % и H_2O^- 0,08–0,74 %. В подавляющем большинстве случаев интенсивность серпентинизации пород значительно выше (H_2O^+ 10,05–13,67 %, H_2O^- 0,70–2,44 %), и они содержат менее 25 объем. % реликтовых зерен оливина, редко пироксена. Количество кристаллизационной воды в них достаточно часто превышает даже теоретическое содержание ее в серпентине, а концентрации H_2O^+ и H_2O^- в породах находятся в прямой корреляционной зависимости ($r = 0,534$, $t_r = 5,719$ при $t_{0,999} = 3,415$, $n = 84$) статистически значимой с вероятностью более 0,999. Это явление связано, вероятно, с избыточным содержанием H_2O^+ и присутствием H_2O^- в серпентинах, что объясняется [11] некоторым замещением в них атомов кислорода в сетке тетраэдров ионами $(\text{OH})^-$, а также наличием на тонкодисперсных фазах с дефектной структурой прочно адсорбированной воды. Очевидно, что при такой степени серпентинизации пород отнесение их к дунитам или перидотитам даже при микроскопическом исследовании невозможно.

В связи с этим для реконструкции их исходного состава был использован пересчет химических анализов пород на нормативный состав. Полученные результаты свидетельствуют о резком преобладании в строении Олыся-Мусюрского массива апогарцбургитовых пород, а также позволили выявить некоторые детали зональности его строения.

В поперечном разрезе интрузии в ее приконтактовой зоне, среди в различной степени серпентинизированных гарцбургитов, присутствуют аподунитовые серпентиниты, образующие полосо-

и линзообразные тела шириной первые десятки метров. Подобное явление широко распространено в альпинотипных гипербазитах и получило собственное название «краевые дуниты». По мере удаления от контакта сначала исчезают тела аподунитовых пород, а ближе к центральной части интрузии в гарцбургитах появляется клинопироксен, реликты которого присутствуют даже в интенсивно серпентинизированных разновидностях пород.

Клинопироксенсодержащие гарцбургиты центральной части интрузии, как и большинство пород Олыся-Мусюрского массива, интенсивно серпентинизированы. Исходные минералы присутствуют в виде реликтовых зерен и представлены оливином, клинопироксеном и шпинелидами. Отсутствие в апогарцбургитовых породах реликтов ортопироксена связано, вероятно, с наибольшей легкостью его серпентинизации, что обусловлено спецификой состава, не требующего участия в этом процессе других компонентов кроме воды: (энстатит) $6 \cdot \text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6] + 6 \cdot \text{H}_2\text{O} = (\text{серпентин})$ $(2 \cdot \text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4 + (\text{талек}) \text{Mg}_6[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4$ или (энстатит) $3 \cdot \text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6] + 2 \cdot \text{H}_2\text{O} = (\text{серпентин})$ $2 \cdot \text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4 + 2 \cdot \text{SiO}_2$. Именно образование талька или выделение избыточного кремнезема, как продуктов промежуточной реакции при серпентинизации ортопироксена, должно провоцировать последующую серпентинизацию оливина: (форстерит) $12 \cdot \text{Mg}_2[\text{SiO}_4] + (\text{талек}) \text{Mg}_6[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4 + 18 \cdot \text{H}_2\text{O} = (\text{серпентин})$ $10 \cdot \text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$ или (форстерит) $3 \cdot \text{Mg}_2[\text{SiO}_4] + \text{SiO}_2 + 2 \cdot \text{H}_2\text{O} = (\text{серпентин})$ $2 \cdot \text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$. Исходя из этого следует, что именно дефицит в породах ортопироксена и его полная серпентинизация приводят к сохранности реликтового оливина.

Оливин (рис. 2а) в гарцбургитах центральной части массива представлен форстеритом $\text{Fo}_{91,1-92,7}\text{Fa}_{7,3-8,9}$. Его зерна интенсивно замещаются по трещинам серпентином с образованием разрозненных реликтов, но форма и размер исходных кристаллов оливина при этом могут быть определены по одинаковой оптической ориентировке группы реликтовых зерен, фиксируемой идентичностью их интерференционной окраски. По мере увеличения степени серпентинизации изометричные, часто округлые реликты зерен оливина уменьшаются в размере вплоть до их полного исчезновения с образованием петельчатой структуры серпентиновой массы.

Клинопироксен в описываемых породах присутствует в виде разрозненных групп реликтовых

зерен, замещаемых по трещинам спайности вторичным серпентином (рис. 2б), и по пространственному распределению сближенных реликтов в этих группах иногда удается установить исходную удлиненно-призматическую форму его кристаллов. В направлении от краевой части интрузии, с мо-

мента появления в гарцбургитах клинопироксена, его количество постепенно возрастает от единичных зерен до первых % объема пород в центральной части массива. По химическому составу клинопироксен соответствует предельно магнизальному эндиопсиду $En_{68,1-70,1}Wo_{26,3-28,1}Fs_{3,2-4,2}$.

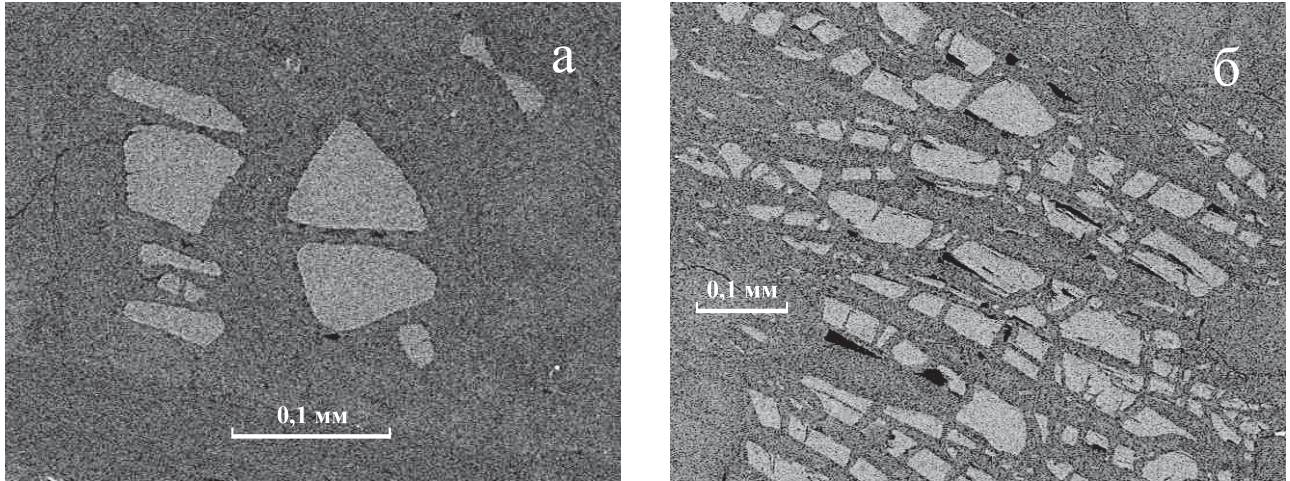


Рис. 2. Реликты оливина (а) и клинопироксена (б) в лизардите. Интенсивно серпентинизированный гарцбургит центральной части Олыся-Мусюрского массива. Фото в отраженных электронах

Основная масса эндиопсидсодержащих гарцбургитов сложена серпентином с небольшим количеством тонкодисперсной сыпи вторичного магнетита и редкими чешуйками хлорита.

Серпентин в этих породах представлен лизардитом и часто образует вокруг реликтовых зерен оливина агрегаты, имеющие слабо выраженное зональное строение. В шлифах в проходящем свете эта зональность подчеркивается тональностью очень бледной окраски серпентинового агрегата, а под электронным микроскопом яркостью свечения в отраженных электронах, что обусловлено вариациями его железистости. Иногда зональность замещения оливина серпентином проявлена цепочечным распределением мельчайших зерен вторичного магнетита. Железистость лизардита, замещающего оливины, варьирует от 7,6 до 12,2 %, составляя в среднем ($X \pm \sigma$, $n = 11$) $9,4 \pm 1,9$ %. Лизардит, образующийся по эндиопсиду, характеризуется меньшей железистостью от 4,6 до 8,5 % ($X \pm \sigma = 6,5$ %, $n = 6$). Изредка между чешуйками хлорита наблюдаются мелкие линзовидные обособления с поперечно-шестоватым строением, сложенные хризотилом с железистостью 8,2–8,7 %.

Хлорит в виде редких разрозненных чешуек или их сростков рассеян в серпентиновой массе и по химическому составу относится к клинохлору.

Его присутствие в парагенезисе с серпентином свидетельствует о температуре процесса серпентинизации более 500–520 °С, так как, согласно экспериментальным исследованиям, при более низких температурах вместо хлорита образуются пластинчатые алюминиевые серпентины [14] или септехлориты [15].

Таким образом, минералого-петрографические и петрохимические особенности пород дунит-гарцбургитовой серии Олыся-Мусюрского массива свидетельствуют о преобладании среди них гарцбургитов. Зональность строения интрузии определяется присутствием в ее краевой приконтактной зоне тел аподунитовых пород и появлением в гарцбургитах ее центральной части клинопироксена. Все породы массива претерпели вторичный процесс серпентинизации при температуре свыше 500–520 °С.

Шпинелиды: гранулометрия, морфология, внутреннее строение, состав и условия кристаллизации

Шпинелиды являются постоянно присутствующими аксессуарными минералами гипербазитов Олыся-Мусюрского массива, количество которых в неоруденелых породах с фоновым содержанием Cr_2O_3 до 0,63 масс. % составляет 0,5–1,1 объем. %.

Зерна шпинелидов равномерно рассеяны в основной массе пород или образуют в ней комбинацию гломерокристаллических скоплений крупных зерен с равномерно рассеянной вкрапленностью более мелких кристаллов. Иногда шпинелиды группируются в линзо- и полоскообразные скопления, и образование этой директивной текстуры обусловлено, вероятно, течением ультрамафитовой магмы при их кристаллизации.

По разрезу от краевой к центральной части интрузии выявлено поразительное разнообразие шпинелидов с вариациями содержаний в них Al_2O_3 0,70–45,32 %, Cr_2O_3 6,72–55,34 %, FeO 19,67–88,14 % и изменчивостью состава от хромпикотита (Al_2O_3 45,32 %, Cr_2O_3 17,42 %, FeO 19,67 %) до субферрихромита (Al_2O_3 1,04 %, Cr_2O_3 55,34 %, FeO 38,35 %) и субхроммагнетита (Al_2O_3 1,55 %, Cr_2O_3 6,72 %, FeO 88,14 %). Концентрации MgO при этом колеблются от 0,76 до 17,04 % и находятся в прямой корреляционной зависимости, статистически значимой с вероятностью более 0,999, от содержания в них глинозема ($r = 0,973$, $t_r = 74,702$ при $t_{0,999} = 3,291$, $n = 316$), что свидетельствует об вхож-

дении в состав шпинелидов MgO и Al_2O_3 в виде шпинелевого компонента.

В соответствии с выявленной по минералогическим и петрохимическим признакам зональностью интрузии меняется и состав присутствующих в породах шпинелидов. В «краевых» аподунитовых серпентинитах шпинелиды характеризуются наиболее высокими содержаниями Cr_2O_3 и небольшими вариациями состава от алюмоферрихромитов (Al_2O_3 8,59 %, Cr_2O_3 48,26 %, FeO 35,11 %) до субферрихромитов (Al_2O_3 1,04 %, Cr_2O_3 55,34 %, FeO 38,35 %). По мере удаления от контакта интрузии, присутствующие в гарцбургитах шпинелиды постепенно становятся все менее хромистыми и более глиноземистыми, а варибельность их состава при этом возрастает. Наибольшее видовое разнообразие шпинелидов наблюдается в гарцбургитах центральной части интрузии (рис. 3), где наличие в шпинелидах структур распада и присутствие сингенетических групп и синтаксических сростков зерен различного состава позволяют проследить историю и оценить условия их кристаллизации.

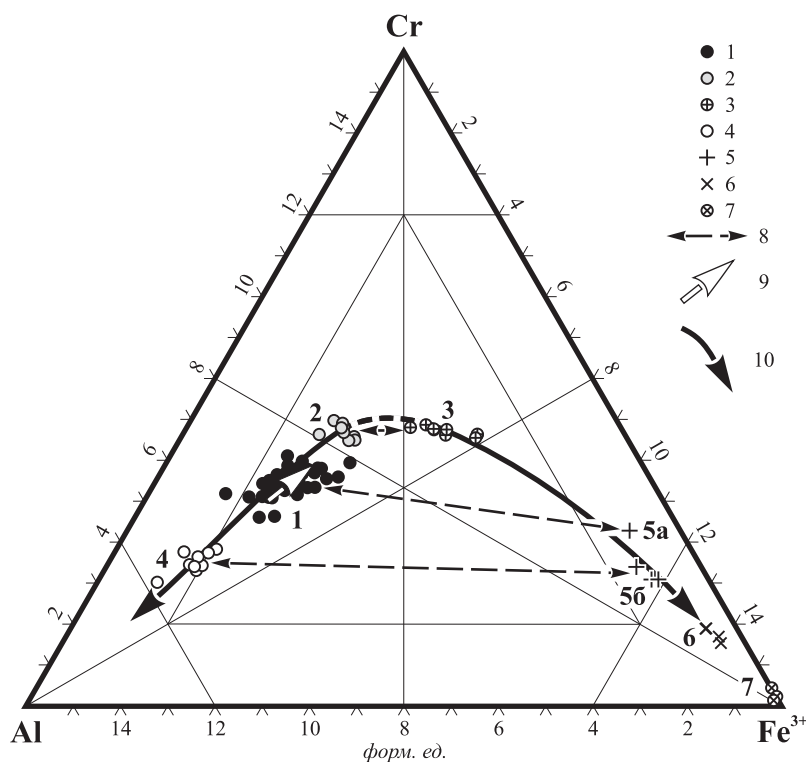


Рис. 3. Состав шпинелидов в эндиопсидсодержащем гарцбургите центральной части Олыся-Мусюрского массива. Условные обозначения: 1 – феррихромпикотиты, 2 – ферриалюмохромиты, 3 – алюмоферрихромиты, 4 – хромпикотиты, 5 – хроммагнетиты (5а – эмульсионные выделения в структурах распада, 5б – синтаксические сростания с хромпикотитом), 6 – субхроммагнетиты, 7 – вторичные магнетиты, 8 – конноды состава сингенетических фаз, 9 – направление изменения состава зональных гломерокристаллов при кристаллизации в условиях гиперсольвуса, 10 – направление изменения состава сингенетических фаз шпинелидов при кристаллизации в условиях субсольвуса

В эндиопсидсодержащих гарцбургитах центральной части Олыся-Мусюрского массива шпинелиды образуют кучные гломероскопления и сростки наиболее крупных зерен и равномерно рассеянную в основной массе породы сыпь более мелких кристаллов. Однако результаты гранулометрического анализа свидетельствуют об одномодальности распределения зерен шпинелидов (рис. 4) и иллюзорности разделения их на какие-либо фракции или генерации. По всей видимости,

наблюдаемые вариации размера и различный характер пространственного распределения шпинелидов в породе обусловлены процессом сегрегации кристаллов наиболее ранней стадии зарождения. Степень идиоморфизма шпинелидов возрастает с уменьшением их размера, что связано, вероятно, с завершением роста крупных кристаллов в стесненных условиях среди окружающих зерен силикатов и кристаллизацией мелких выделений в поровом пространстве в условиях свободного роста.

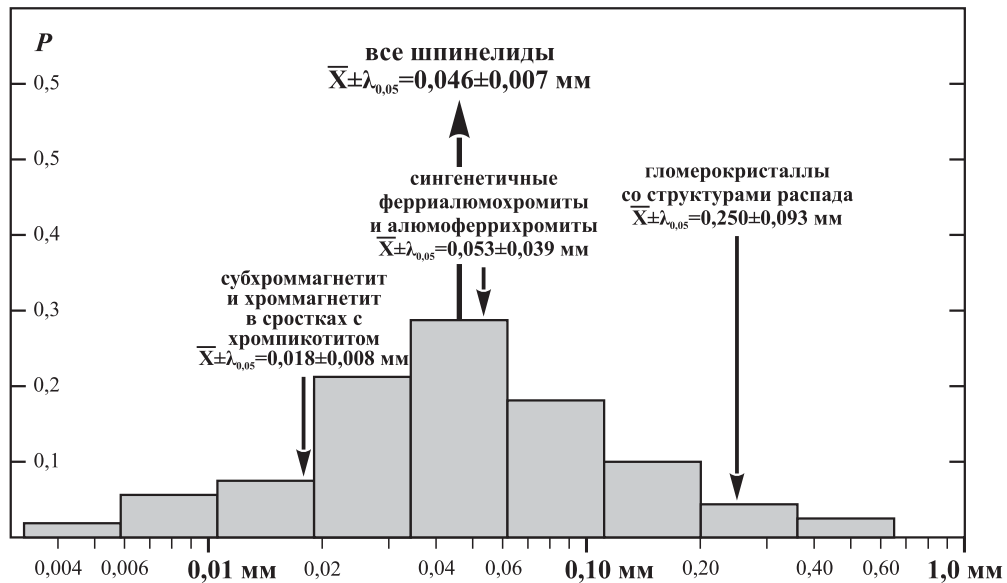


Рис. 4. Гистограмма размера зерен шпинелидов в эндиопсидсодержащем гарцбургите центральной части Олыся-Мусюрского массива (n = 160). P – частота встречаемости

Гломерокристаллы шпинелида ранней стадии зарождения (рис. 5а) образуют кучные скопления и сростки гипидиоморфных зерен размером 0,1–0,5 мм ($X \pm \sigma = 0,25 \pm 0,16$ мм) и соответствуют по составу феррихромпикотиту ($X \pm \sigma, n = 51$) Al_2O_3 26,48 ± 2,22 %, Cr_2O_3 28,45 ± 1,35 %, FeO 33,61 ± 2,39 % (табл. 2). Они имеют зональное строение, что проявлено в обогащении их периферии хромом, железом, обеднении алюминием, магнием (рис. 6) и приближении состава их краевых частей к ферриалюмохромиту. В гломерокристаллах часто наблюдаются структуры распада твердого раствора, выраженные в присутствии равномерно или пятнообразно распределенной мелкой эмульсионной вкрапленности хроммагнетита (рис. 5б). Наличие структур распада твердого раствора свидетельствует о кристаллизации шпинелидов ранней стадии зарождения в условиях гиперсольвуса.

Кристаллы, имеющие однородный состав соответствующий ферриалюмо-хромиту ($X \pm \sigma, n = 9$) Al_2O_3 19,57 ± 0,87 %, Cr_2O_3 32,90 ± 1,00 %, FeO

37,05 ± 0,98 %, пространственно ассоциируют с зернами алюмоферрихромита ($X \pm \sigma, n = 9$) Al_2O_3 11,76 ± 1,61 %, Cr_2O_3 31,52 ± 0,75 %, FeO 46,89 ± 2,27 % (табл. 3), и эти две фазы шпинелидов отчетливо различаются под электронным микроскопом по яркости своего свечения в отраженных электронах (рис. 5в). Они образуют скопления близко расположенных друг от друга и близких по размеру (0,015–0,102 мм, $X \pm \sigma = 0,053 \pm 0,053$ мм) идиоморфных зерен, что позволяет предполагать их сингенетичность и свидетельствует о гетерофазовой кристаллизации шпинелидов в условиях субсольвуса на данной стадии их зарождения и роста.

Наиболее контрастный состав сосуществующих шпинелидов наблюдается в сростках хромпикотита ($X \pm \sigma, n = 9$) Al_2O_3 40,24 ± 2,31 %, Cr_2O_3 19,68 ± 1,25 %, FeO 24,41 ± 2,20 % с хроммагнетитом ($X \pm \sigma, n = 3$) Al_2O_3 3,46 ± 0,45 %, Cr_2O_3 15,04 ± 0,74 %, FeO 76,37 ± 1,03 % и субхроммагнетитом ($X \pm \sigma, n = 4$) Al_2O_3 1,70 ± 0,24 %, Cr_2O_3 7,57 ± 0,64 %, FeO 86,20 ± 2,13 % (табл. 4). В таких

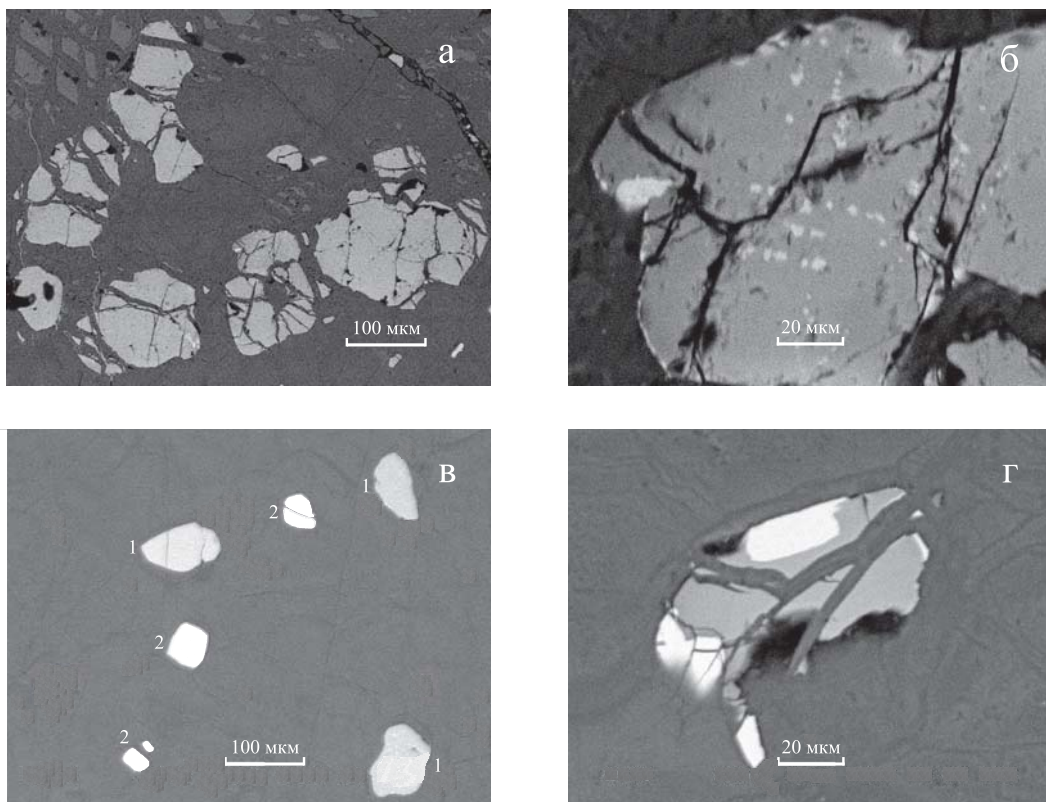


Рис. 5. Морфология, внутреннее строение и ассоциации шпинелидов в эндиопсидсодержащем гарцбургите центральной части Олыся-Мусюрского массива: а – скопление гломерокристаллов феррихромпикотита, б – эмульсионная структура распада в гломерокристалле (хроммагнетит в феррихромпикотите), в – скопление сингенетич- ных кристаллов ферриалюмохромита (1) и алюмоферрихромита (2), г – синтаксическое срастание хроммагнетита (светлое) с хромпикотитом. Окружающая масса – лизардит. Фото в отраженных электронах

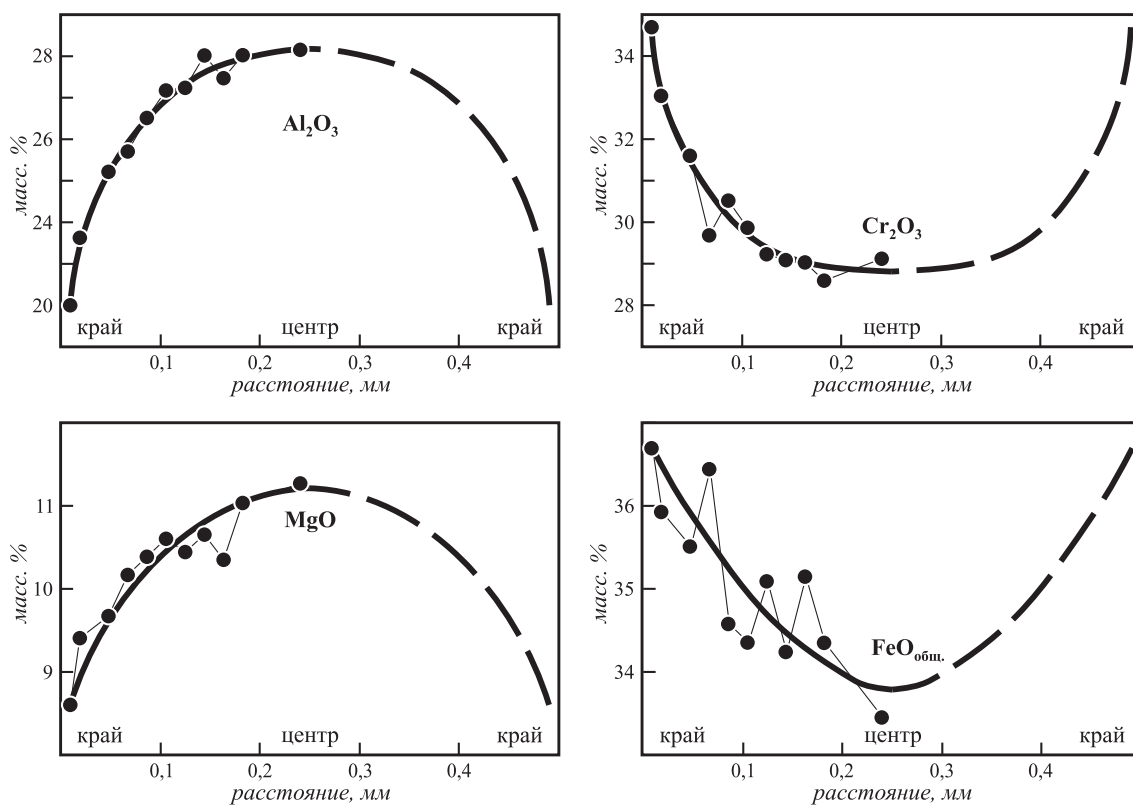


Рис. 6. Зональность распределения компонентов в гломерокристалле феррихромпикотита

Таблица 2

Химический состав (масс. %) и кристаллохимические формулы гломерокристаллов феррихромпикотитов в эндиопсидсодержащем гарибургите Олыся-Мусюрского массива

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	10	9	11	14	13	12	15	16
Минералы	Феррихромпикотиты															
№ анализа	158	78	156	83	146	147	149	102-8	102-3	102-11	102-6	11	71	114	153	87
TiO ₂	0,32	< 0,17	0,31	< 0,18	He обн.	He обн.	He обн.	0,36	0,22	0,47	< 0,18	0,54	< 0,18	He обн.	0,29	0,33
Al ₂ O ₃	32,77	30,10	28,89	28,57	27,43	27,28	27,11	26,01	25,69	25,92	25,69	24,65	24,69	25,17	23,70	20,62
Cr ₂ O ₃	27,61	27,21	28,30	29,01	29,34	29,15	29,87	28,56	29,91	28,26	29,27	28,48	27,26	30,37	28,59	29,60
V ₂ O ₃	0,28	He обн.	He обн.	0,22	He обн.	0,31	He обн.	0,19	0,25	< 0,18	0,31	–	0,18	He обн.	He обн.	< 0,18
FeO	25,88	30,66	30,39	31,64	31,96	32,66	33,03	33,60	33,84	34,86	34,31	33,83	37,10	33,41	38,34	40,68
MnO	0,59	0,66	He обн.	< 0,27	He обн.	0,43	He обн.	< 0,30	He обн.	0,35	< 0,30	0,45	0,45	He обн.	0,66	0,35
MgO	12,77	11,87	11,67	11,60	10,88	11,52	11,67	10,74	10,03	10,73	10,54	10,36	10,18	11,88	9,81	8,71
NiO	He обн.	He обн.	He обн.	< 0,24	He обн.	He обн.	He обн.	0,48	0,42	0,43	0,50	0,48	< 0,25	0,43	0,42	< 0,25
ZnO	0,63	< 0,32	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	< 0,34	He обн.	< 0,32	< 0,34	< 0,49	< 0,32	He обн.	He обн.	He обн.
Сумма	100,85	100,50	99,56	101,04	99,61	101,35	101,68	99,94	100,36	101,02	100,62	98,79	99,86	101,26	101,81	100,29
Количество катионов пересчитано на 2 аниона O ²⁻																
Al	9,004	8,442	8,218	8,043	7,881	7,699	7,626	7,499	7,429	7,405	7,384	7,229	7,175	7,145	6,819	6,125
Cr	5,110	5,117	5,398	5,476	5,653	5,516	5,634	5,522	5,800	5,414	5,642	5,601	5,312	5,781	5,516	5,896
Fe ³⁺	1,604	2,441	2,272	2,377	2,466	2,638	2,740	2,764	2,569	3,010	2,824	2,968	3,424	3,074	3,559	3,854
V	0,043	0,000	0,000	0,035	0,000	0,049	0,000	0,031	0,041	0,000	0,050	–	0,029	0,000	0,000	0,000
Ti	0,056	0,000	0,056	0,000	0,000	0,000	0,000	0,066	0,041	0,086	0,000	0,101	0,000	0,000	0,053	0,063
Сумма	15,857	16,000	15,944	15,931	16,000	15,902	16,000	15,872	15,878	15,914	15,900	15,899	15,941	16,000	15,947	15,937
Fe ²⁺	3,463	3,659	3,860	3,941	4,048	3,901	3,850	4,119	4,372	4,055	4,172	4,069	4,225	3,654	4,266	4,717
Mn	0,117	0,133	0,000	0,000	0,000	0,087	0,000	0,000	0,000	0,072	0,000	0,095	0,094	0,000	0,136	0,075
Mg	4,455	4,208	4,196	4,128	3,952	4,110	4,150	3,915	3,666	3,875	3,830	3,841	3,740	4,263	3,568	3,270
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,094	0,083	0,084	0,098	0,096	0,000	0,083	0,082	0,000
Zn	0,108	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	8,035	8,000	8,056	8,069	8,000	8,098	8,000	8,128	8,122	8,086	8,100	8,101	8,059	8,000	8,053	8,063
Соотношение миналов, моль. %																
Шпинель	57,4	52,8	51,7	50,6	49,3	48,6	47,7	47,5	47,0	46,8	46,6	45,8	45,1	44,7	42,9	38,6
Хромит	32,4	32,0	34,0	34,4	35,3	34,8	35,2	35,0	36,7	34,2	35,6	35,4	33,4	36,1	34,7	37,1
Магнетит	10,2	15,2	14,3	15,0	15,4	16,6	17,1	17,5	16,3	19,0	17,8	18,8	21,5	19,2	22,4	24,3

Таблица 3
Химический состав (масс. %) и кристаллохимические формулы сингенетических зерен ферриалюмохромитов и алюмоферрихромитов в эндиопсидсодержащем гарцбургите Олыся-Мусюрского массива

№ п/п	Алюмоферрихромиты															
	1	2	3	4	5	6	7	8	10	9	11	14	13	12	15	16
№ минералы	Ферриалюмохромиты								Алюмоферрихромиты							
№ анализа	125	124	121	65	112	133-а	122	134	118	63	117	120	64	115	116	66
TiO ₂	0,48	Не обн.	0,27	<0,18	0,50	0,40	0,47	0,27	0,62	0,38	0,72	0,74	0,75	0,52	0,68	0,89
Al ₂ O ₃	18,74	18,86	19,39	19,63	19,44	19,74	20,09	21,52	14,41	12,87	12,51	11,67	12,30	9,92	9,64	9,98
Cr ₂ O ₃	31,68	31,55	34,14	32,03	33,23	34,24	33,72	32,88	32,77	32,15	31,55	31,59	31,87	31,16	30,53	30,40
V ₂ O ₃	0,26	0,29	0,34	0,26	0,43	Не обн.	Не обн.	0,34	0,38	0,34	0,43	0,44	<0,18	Не обн.	0,46	0,29
FeO	37,30	37,00	35,98	37,10	38,79	36,21	37,33	35,75	43,63	44,41	46,13	46,09	47,00	50,32	49,44	48,92
MnO	Не обн.	0,57	Не обн.	0,65	Не обн.	0,55	Не обн.	Не обн.	Не обн.	<0,31	Не обн.	0,69	<0,31	Не обн.	Не обн.	0,39
MgO	9,30	9,31	9,87	9,25	8,66	8,49	9,75	9,36	8,97	8,02	8,38	8,35	8,65	7,84	8,09	8,50
NiO	0,70	Не обн.	0,44	<0,25	Не обн.	Не обн.	0,48	Не обн.	Не обн.	0,61	Не обн.	0,72	0,72	Не обн.	Не обн.	0,40
ZnO	0,46	0,45	Не обн.	0,70	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,58	<0,34	Не обн.	Не обн.	<0,34	Не обн.	0,60	<0,34
Сумма	99,12	98,03	100,43	99,62	101,05	99,63	101,84	100,12	101,36	98,78	99,72	100,29	101,29	99,76	99,44	99,77
Количество катионов в пересчете на 32 аниона O ²⁻																
Al	5,653	5,738	5,749	5,877	5,778	5,939	5,870	6,367	4,342	4,016	3,865	3,600	3,741	3,102	3,025	3,107
Cr	6,449	6,436	6,788	6,430	6,623	6,908	6,607	6,523	6,622	6,727	6,536	6,534	6,499	6,534	6,425	6,346
Fe ³⁺	3,581	3,677	3,192	3,563	3,195	2,999	3,347	2,840	4,605	4,928	5,092	5,347	5,469	6,157	6,035	6,042
V	0,044	0,049	0,056	0,044	0,072	0,000	0,000	0,056	0,064	0,059	0,074	0,076	0,000	0,000	0,081	0,051
Ti	0,032	0,000	0,051	0,000	0,095	0,077	0,088	0,051	0,119	0,076	0,142	0,146	0,146	0,104	0,136	0,177
Сумма	15,820	15,901	15,836	15,913	15,762	15,923	15,912	15,836	15,752	15,805	15,709	15,702	15,854	15,896	15,702	15,722
Fe ²⁺	4,402	4,308	4,376	4,316	4,984	4,729	4,390	4,663	4,721	4,901	5,018	4,738	4,671	5,005	4,972	4,761
Mn	0,000	0,125	0,000	0,140	0,000	0,119	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,153	0,000	0,000	0,000	0,087
Mg	3,547	3,581	3,699	3,501	3,254	3,229	3,601	3,501	3,417	3,163	3,273	3,256	3,325	3,099	3,209	3,345
Ni	0,144	0,000	0,089	0,000	0,000	0,000	0,096	0,000	0,000	0,130	0,000	0,152	0,149	0,000	0,000	0,085
Zn	0,088	0,086	0,000	0,131	0,000	0,000	0,000	0,000	0,110	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,117	0,000
Сумма	8,093	8,013	8,164	7,957	8,238	8,077	8,088	8,164	8,138	8,195	8,291	8,298	8,146	8,104	8,181	8,278
Соотношение миналов, моль. %																
Шпинель	36,1	36,2	36,5	37,0	37,0	37,5	37,1	40,5	27,9	25,6	24,9	23,3	23,8	19,6	19,5	20,0
Хромит	41,1	40,6	43,2	40,5	42,5	43,6	41,7	41,5	42,5	42,9	42,2	42,2	41,4	41,4	41,5	41,0
Магнетит	22,8	23,2	20,3	22,5	20,5	18,9	21,2	18,0	29,6	31,5	32,9	34,5	34,8	39,0	39,0	39,0

Таблица 4
Химический состав (масс. %) и кристаллохимические формулы зерен синтаксических сростаний хромпикотитов с хроммагнетитами и субхроммагнетитами в эндионсидсодержащем гарибургите Олься-Мусюрского массива

№ п/п	Хромпикотиты										Хроммагнетиты						Субхроммагнетиты			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	10	11	12	13	14	15	16			
№ анализа	152	104	103	161	160	163	12	162	102	165	107	13	171	170	73	74				
TiO ₂	Не обн.	< 0,17	< 0,17	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,27	Не обн.	1,06	0,76	0,98	1,10	1,41	0,93	0,86				
Al ₂ O ₃	37,04	38,13	39,50	39,49	40,44	40,94	40,92	40,41	45,32	4,02	3,54	3,12	1,94	1,87	1,45	1,55				
Cr ₂ O ₃	21,03	20,69	20,35	19,14	19,13	18,81	21,30	19,22	17,42	14,68	13,37	13,43	8,02	8,11	7,42	6,72				
V ₂ O ₃	Не обн.	< 0,16	< 0,16	Не обн.	Не обн.	Не обн.	–	Не обн.	< 0,16	0,31	0,37	–	0,32	0,35	< 0,18	0,37				
FeO	27,42	24,68	23,74	25,63	26,14	25,12	23,21	24,11	19,67	76,11	77,73	78,03	84,53	84,18	87,93	88,14				
MnO	Не обн.	0,27	0,53	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,61	Не обн.	< 0,27	Не обн.	0,46	Не обн.	Не обн.	Не обн.	< 0,25	0,24				
MgO	13,78	14,85	15,24	14,71	14,47	15,63	14,68	15,23	17,04	2,37	2,37	2,60	2,18	2,96	1,92	2,34				
NiO	0,42	0,48	< 0,24	0,34	0,44	0,59	0,70	Не обн.	0,53	1,02	0,60	0,59	0,62	0,74	0,79	0,93				
ZnO	0,62	0,45	0,51	0,70	Не обн.	0,52	< 0,52	0,60	< 0,35	Не обн.	< 0,37	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.				
Сумма	100,31	99,55	99,87	100,01	100,62	101,61	101,42	99,84	99,98	99,57	99,20	98,75	98,71	99,62	100,44	101,15				
Количество катионов в пересчете на 32 аниона O ²⁻																				
Al	10,056	10,272	10,539	10,558	10,736	10,743	10,775	10,752	11,713	1,333	1,179	1,043	0,653	0,620	0,481	0,509				
Cr	3,828	3,738	3,641	3,431	3,406	3,310	3,761	3,429	3,019	3,263	2,985	3,011	1,809	1,804	1,650	1,479				
Fe ³⁺	2,116	1,990	1,820	2,011	1,859	1,947	1,464	1,727	1,267	10,783	11,306	11,529	12,885	12,784	13,475	13,447				
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	–	0,000	0,000	0,058	0,069	–	0,060	0,065	0,000	0,068				
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,046	0,000	0,224	0,161	0,209	0,236	0,298	0,197	0,180				
Сумма	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	15,954	16,000	15,661	15,700	15,791	15,643	15,572	15,803	15,684				
Fe ²⁺	3,165	2,726	2,673	2,850	3,064	2,729	2,872	2,824	2,339	7,115	7,056	6,976	7,287	7,020	7,213	7,080				
Mn	0,000	0,052	0,102	0,000	0,000	0,000	0,115	0,000	0,000	0,000	0,110	0,000	0,000	0,000	0,000	0,057				
Mg	4,729	5,057	5,140	4,971	4,856	5,185	4,887	5,123	5,567	0,993	0,998	1,099	0,927	1,241	0,805	0,971				
Ni	0,000	0,088	0,000	0,062	0,080	0,000	0,126	0,000	0,093	0,231	0,136	0,135	0,142	0,167	0,179	0,208				
Zn	0,106	0,076	0,085	0,117	0,000	0,086	0,000	0,099	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Сумма	7,894	7,924	7,915	7,883	8,000	7,914	8,000	7,947	8,000	8,339	8,300	8,209	8,357	8,428	8,197	8,316				
Соотношение миналов, моль. %																				
Шпинель	62,9	64,2	65,9	66,0	67,1	67,1	67,3	67,6	73,2	8,7	7,6	6,7	4,2	4,1	3,1	3,3				
Хромит	23,9	23,4	22,7	21,4	21,3	20,7	23,5	21,6	18,9	21,2	19,3	19,3	11,8	11,8	10,6	9,6				
Магнетит	13,2	12,4	11,4	12,6	11,6	12,2	9,2	10,8	7,9	70,1	73,1	74,0	84,0	84,1	86,3	87,1				

сростках хроммагнетит и субхроммагнетит часто образуют мельчайшие (первые мкм) зернышки (зародыши) или фрагментарные эпитактические нарастания на поверхности кристаллов хромпикотита (рис. 5г). В более крупных сростаниях наблюдаются признаки совместной кристаллизации этих фаз, фиксируемые наличием на внутренних частях зерен хроммагнетита, так называемых, индукционных пирамид роста. Эти особенности взаимоотношений указывают на синтаксический характер сростков, а наименьший размер (исключая вторичный магнетит) хроммагнетитовых и субхроммагнетитовых фаз ($0,007-0,043$ мм, $X \pm \sigma = 0,018 \pm 0,015$ мм) (см. рис. 4) позволяет предполагать образование рассматриваемых сростаний на наиболее поздней стадии зарождения и гетерофазовой кристаллизации шпинелидов.

Таким образом, наблюдаемые закономерности изменения размера, внутреннего строения и состава шпинелидов в эндиопсидсодержащих гарцбургитах центральной части интрузии свидетельствуют об изменчивости условий их зарождения и роста от гиперсольвуса с образованием зерен твердого раствора до субсольвуса с гетерофазовой кристаллизацией.

Выводы

Полученные минералого-петрографические и петрохимические данные указывают на зональное строение Олыся-Мусюрского массива, выражающееся в присутствии «краевых дунитов» и появлении в центральной части интрузии клинопироксенсодержащих гарцбургитов. По мере изменения состава пород и, вероятно, условий их формирования наблюдается и изменение состава присутствующих в них шпинелидов с уменьшением их хромистости и увеличением глиноземистости в направлении к центральной части массива.

В эндиопсидсодержащих гарцбургитах центральной части интрузии начальная кристаллизация шпинелидов протекала в условиях гиперсольвуса и сопровождалась образованием зональных гломерокристаллов твердого раствора, соответствующих по составу феррихромпикотиту, с обогащением периферии зерен хромом и железом и обеднением алюминием и магнием.

На более поздней стадии в результате снижения температуры кристаллизация шпинелидов происходила уже в условиях субсольвуса. Она сопровождалась распадом твердого раствора гломерокристаллов с выделением эмульсионного хром-магнетита и гетерофазовой кристаллизацией более гли-

ноземистых фаз, меняющих свой состав от ферриалюмохромита до хромпикотита, и более железистых фаз, меняющих свой состав от алюмоферрихромита до субхроммагнетита.

Результаты исследования свидетельствуют, что в условиях интенсивной вторичной серпентинизации, весьма характерной для альпинотипных гипербазитов и затушевывающей первично магматическую историю формирования пород, в качестве индикаторов процессов петрогенезиса могут и должны служить акцессорные шпинелиды.

Автор искренне признателен и благодарен В. Ю. Скрябину за методическую помощь и Р. А. Терентьеву за содействие в выполнении данной работы, а также Н. С. Базикову, выполнившему основной объем анализов минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Логинов В. П.* Хромитонность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале / В. П. Логинов, Н. В. Павлов, Г. А. Соколов // Хромиты СССР. Т. 2 : сб. науч. тр. – М. ; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. – С. 5–199.
2. *Павлов Н. В.* Хромиты Кемпирсайского плутона / Н. В. Павлов, Г. Г. Кравченко, И. И. Чупрынина. – М. : Наука, 1968. – 178 с.
3. *Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитонность / С. В. Москалева. – Л. : Недра, 1974. – 279 с.
4. *Варлаков А. С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала / А. С. Варлаков. – М. : Наука, 1978. – 240 с.
5. *Ефимов А. А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов / А. А. Ефимов. – М. : Наука, 1984. – 232 с.
6. *Коротеев В. А.* Офиолиты Южного Урала / В. А. Коротеев, Л. П. Зоненшайн, В. П. Парначев [и др.]. – Свердловск : Препринт, 1985. – 80 с.
7. *Савельев Д. Е.* Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала / Д. Е. Савельев, В. И. Сначев, Е. А. Савельева, Е. А. Бажин. – Уфа : ДизайнПолиграфСервис, 2008. – 320 с.
8. *Макеев А. Б.* Хромитонность Полярного Урала / А. Б. Макеев, Б. В. Перевозчиков, А. К. Афанасьев. – Сыктывкар, 1985. – 152 с.
9. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / под ред. В. Н. Пучкова и Д. С. Штейнберга. – Свердловск, 1990. – 230 с.
10. *Макеев А. Б.* Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала / А. Б. Макеев, Н. И. Брянчанинова. – СПб. : Наука, 1999. – 252 с.
11. *Дир У. А.* Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты / У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман. – М. : Мир, 1966. – 318 с.

12. *Poldervaart A.* Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma / *A. Poldervaart, H. H. Hess // Journ. Geol.* – 1951. – V. 59. – P. 472.

13. *Hey M. H.* A new review of the chlorites / *M. H. Hey // Mineral. Mag.* – 1954. – V. 30. – P. 277.

14. *Yoder H. S.* The $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system and the related metamorphic facies / *H. S. Yoder // Am. Journ. Sci.* – 1952. – Bowen vol. – P. 569.

15. *Gillery G. H.* X-ray study of synthetic Mg–Al serpentines and chlorites / *G. H. Gillery // Am. Mineral.* – 1959. – V. 44. – P. 143.

Воронежский государственный университет

М. В. Скрябин, инженер учебно-научно-поискового центра «Поисковая геохимия», аспирант Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии ИГЕМ РАН, г. Москва

Тел. 8-920-423-99-23

maxyha@list.ru

Voronezh State University

M. V. Skryabin, engineer of the Education-and-Science-and-Product center “Search Geochemistry”, post-graduate student, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS)

Tel. 8-920-423-99-23

maxyha@list.ru