

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ АЛХАДЫРСКОГО ТЕРРЕЙНА
(Восточный Саян, Сибирь) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ
СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ**

**Ю.П. Бенедюк¹, В.А. Симонов^{2,3}, А.С. Мехоношин^{1,4}, Т.Б. Колотилина^{1,4},
С.И. Ступаков², А.А. Дорошков¹**

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

² *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

³ *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

⁴ *Иркутский государственный технический университет, 664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83, Россия*

Приведены результаты геохимического изучения хромшпинелидов в ультрабазитах Алхадырского террейна, впервые выполненного на представительной коллекции, изученной с применением современных методов исследования. Получены уникальные для массивов данного возраста и формационного типа сведения по составу расплавных включений. На основании изучения морфологии зерен, взаимоотношения с породообразующими минералами и состава обнаружены три генерации хромшпинелидов. Выявлены различные типы геохимической зональности в неоднородных зернах хромшпинелидов. В результате комплексного изучения состава хромшпинелидов и захваченных ими расплавных включений установлен состав родоначального расплава и получены температуры кристаллизации минералов рассматриваемых ультрабазитов.

Минералы группы шпинели, расплавные включения, родоначальный расплав.

**GENESIS OF ULTRAMAFIC ROCKS OF THE ALKHADYR TERRANE (East Sayan, Siberia):
IMPLICATIONS FROM THE DATA ON Cr-SPINEL COMPOSITIONS**

**Yu.P. Benedyuk, V.A. Simonov, A.S. Mekhonoshin, T.B. Kolotilina,
S.I. Stupakov, and A.A. Doroshkov**

This paper presents the first geochemical data on Cr-spinels from ultramafic rocks of the Alkhadyr terrane, which were obtained on a representative collection of samples using modern research methods. The compositional data on melt inclusions allowed the identification of three generations of Cr-spinels on the basis of their morphology, composition, and relationships with the rock-forming minerals. Different types of geochemical zoning were recognized in heterogeneous Cr-spinel grains. The composition of parental melt and crystallization temperatures of the minerals in ultramafic rocks were derived from the compositional data on Cr-spinels and trapped melt inclusions.

Spinel-group minerals, melt inclusions, parental melt

ВВЕДЕНИЕ

Базит-ультрабазитовые комплексы играют индикаторную роль при реконструкции геодинамических режимов образования литосферы Земли [Добрецов и др., 2001; Page et al., 2008] и представляют интерес как потенциальные источники сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд [Генкин и др., 1981; Налдретт, 2003]. Эти породы подвержены изменениям в условиях земной коры метаморфическими и метасоматическими процессами. Восстанавливать их природу приходится либо по реликтовым парагенезисам, либо по полностью измененным породам. С этой точки зрения информативными петрологическими индикаторами являются акцессорные минералы и, в частности, минералы группы шпинели. Их состав характеризуется довольно широким изоморфизмом и реагирует на изменения физико-химических параметров эволюционирующего магматического расплава, в том числе на отделение рудной жидкости, а также отражает характер субсолидусных преобразований и различных метаморфических изменений закристаллизовавшихся пород [Плаксенко, 1989; Barnes, Roeder, 2001; Киселева и др., 2014]. Установлено, что даже в полностью измененных породах особенности состава хромшпинелидов позволяют идентифицировать их первичные парагенезисы и *P-T* параметры образования [Sobolev, Logvinova, 2005].

© Ю.П. Бенедюк, В.А. Симонов, А.С. Мехоношин[✉], Т.Б. Колотилина, С.И. Ступаков, А.А. Дорошков, 2015

[✉] e-mail: mekhonos@igc.irk.ru

DOI: 10.15372/GiG20150907

Кроме того, как показали предыдущие исследования базит-ультрабазитовых массивов Сибири и Урала, перспективным путем получения прямой информации о генетических процессах является анализ расплавных включений в хромшпинелидах [Симонов и др., 2007, 2008, 2009а,б, 2010, 2011; Симонов, Ковязин, 2009; Hanski, Kamenetsky, 2013], так как в процессе кристаллизации хромшпинелиды способны захватывать порции родоначального расплава, по которым можно судить о составе первичных силикатных и, в случае ликвации магмы, сульфидных расплавов.

В настоящей статье приводятся результаты изучения состава хромшпинелидов и расплавных включений в них, а также полученные на их основе расчеты *P-T* параметров формирования ультрабазитовых массивов центральной части Восточного Саяна.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав хромшпинелидов определялся в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) методом электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) рентгеноспектрального на микроанализаторе JXA8200 (JEOL Ltd., Япония), аналитик Л.А. Павлова. Анализировались зерна хромшпинелидов из протолок и полированных образцов. Измерение интенсивностей рентгеновского излучения хромшпинелидов выполнялось на волновых спектрометрах при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 20 нА, используя кристаллы-анализаторы ТАРН для MgK α - и AlK α - линий; РЕТJ для TiK α - линии; LiFH для ZnK α -, NiK α -, MnK α - линий и LiF для CrK α -, FeK α - линий. В качестве образцов сравнения использовали сфалерит (ZnK α -), оксид NiFeO $_4$ (FeK α - и NiK α -), оливин СН-1 (MgK α -), Mn-гранат (MnK α -), хромит 79/62 (CrK α -), гранат С-153 (AlK α -), ильменит ГФ-55 (TiK α -). Метрологические характеристики методики определяли на контрольных образцах известного состава. Пределы обнаружения элементов (мас. %) 0.03 (Fe, Mn, Cr), 0.04 (Ni, Al, Mg), 0.05 (Ti), 0.06 (Zn). Образцы сравнения и контрольные образцы охарактеризованы как стандартные образцы предприятия в Институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

Экспериментальные исследования расплавных включений в хромшпинелидах проводились в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Учитывая, что шпинели практически непрозрачны и невозможно вести непосредственные наблюдения за включениями в процессе нагрева, применялась особая методика экспериментов с использованием специальной микрокамеры на основе силитового нагревателя [Симонов и др., 2009а, 2011]. Включения были изучены на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP (ИГМ СО РАН). Пределы обнаружения компонентов: 0.10—0.25 мас. %. Составы включений и хромшпинелидов также анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (ИГМ СО РАН). Пределы обнаружения (мас. %) компонентов этим методом следующие: SiO $_2$ — 0.007, TiO $_2$ — 0.032, Al $_2$ O $_3$ — 0.011, Cr $_2$ O $_3$ — 0.019, FeO — 0.019, MnO — 0.034, MgO — 0.011, CaO — 0.008, Na $_2$ O — 0.017, K $_2$ O — 0.009, Cl — 0.017, P $_2$ O $_5$ — 0.011.

При расчете формульных единиц Fe $^{3+}$ определялось исходя из идеальной стехиометрии XY $_2$ O $_4$, где X = (Fe $^{2+}$, Mg, Ni, Mn, Co, Zn) и Y = (Cr $^{3+}$, Fe $^{3+}$, Al). Титан, как предполагалось, присутствует в виде ульвошпинелевого компонента, а Cr как Cr $^{3+}$. Подразделение железа на двух- и трехвалентное удовлетворяет условиям: $n_Y = 2 \times n_X$, где n_Y — общее количество трехвалентных катионов и n_X — общее количество двухвалентных катионов на одну элементарную ячейку.

Предварительный просмотр полированных препаратов показал, что шпинели содержат многофазные силикатные микровключения (размерами 10—30 мкм). Эти включения располагаются равномерно по объему зерна, либо по зонам роста кристалла и являются по этим признакам первичными, захваченными во время роста хромшпинелида. Для включений характерны гипидиоморфные очертания, отвечающие форме хромшпинелида-хозяина. В целом внешние признаки и довольно устойчивое многофазное содержание данных включений позволяют предположить, что они не являются случайным скоплением кристалликов, а представляют собой раскристаллизованные микропорции расплавов, захваченных растущим хромитом. Для выяснения природы данных включений и, соответственно, происхождения содержащих их хромшпинелидов были проведены высокотемпературные эксперименты.

Отобранные зерна хромшпинелидов (около 50 шт., фракции 0.5—0.25 мм) помещались в графитовый микроконтейнер с внутренними размерами в первые миллиметры. Микроконтейнеры плотно закрывали графитовыми крышками. Таким образом, хромшпинелиды в этих контейнерах находились при температурах свыше 1000 °С в восстановительных условиях в результате реакции воздушного кислорода с графитом. Высокотемпературные эксперименты проводили на основе имеющихся методик исследования расплавных включений [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994], с учетом малой вязкости расплавов и сведения к минимуму (оптимально-минимальные выдержки при высоких температурах) возможности растворения матрицы хромита-хозяина: нагрев до 1000—1100 °С (8—10 мин), постепенный нагрев до 1270—1300 °С (до 10 мин), закалка. Для максимального превращения расплава во включения в гомогенное стекло проводилась закалка в воду.

Моделирование условий кристаллизации минералов проводилось с помощью программного обеспечения Petrolog III [Плечов, Данюшевский, 2006]. Для получения температур кристаллизации хромшпинелида использовалась модель [Ariskin, Nikolaev, 1996], оливина и клинопироксена — [Арискин и др., 1986], а температуры кристаллизации плагиоклаза получены с использованием модели [Арискин, Бармина, 1990]. Согласно авторам моделей, последние обладают высокой точностью представления данных (± 10 °C), позволяя оценивать температуры кристаллизации минералов в широком диапазоне составов; кроме того, комбинация этих моделей позволила получить температуры, соответствующие последовательной кристаллизации минералов в магматическом процессе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВОВ

В рамках данного исследования изучение хромшпинелидов проводилось в ультрабазитовых массивах, расположенных в центральной части Восточного Саяна, в пределах Алхадырского террейна в междуречье Мал. Бирюса — Уда (рис. 1, *а*). Рассматриваемые массивы (Медекский, Медвежий Лог и Малая Шита) относятся к рудоносной дунит-перидотит-пироксенит-габбровой формации, возраст образования ряда массивов которой оценивается в 712 ± 6 млн лет [Поляков и др., 2013]. Размеры выходов пород на поверхность не превышают 1—2 км² и образуют в плане линзовидные или изометричной формы тела. Массивы сложены: дунитами, верлитами, плагиоверлитами, реже оливиновыми меланогаббро (см. рис. 1, *б—г*), между которыми наблюдаются постепенные переходы.

Дуниты представлены среднезернистой породой темно-зеленого цвета. Микроструктура пород кумулятивная, с четко проявленным идиоморфизмом зерен оливина (рис. 2, *а*). В дуните присутствует интеркумулусный пироксен (хромдиопсид) (см. рис. 2, *б*). Для верлитов характерны кумулятивные и пойкилитовые структуры (см. рис. 2, *б*). Плагиоверлиты обнаружены в разрезах массивов Медвежий

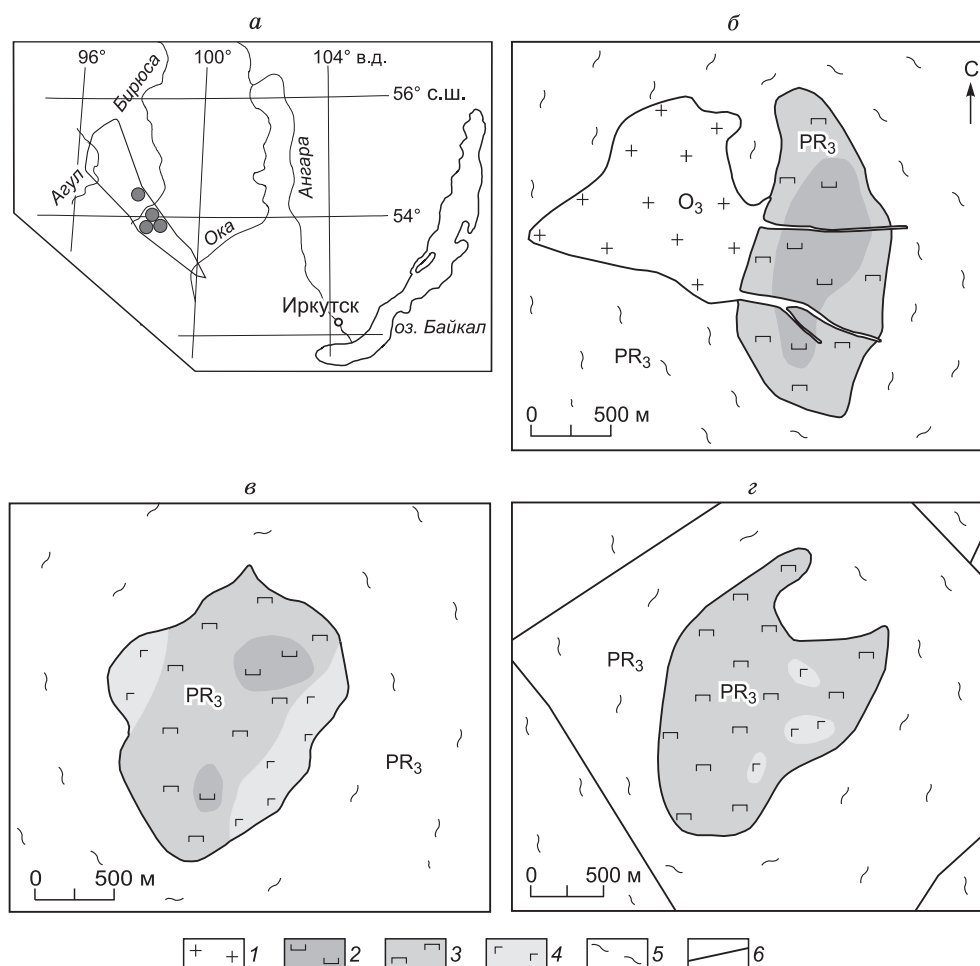


Рис. 1. Местоположение (а) и особенности геологического строения базит-ультрабазитовых массивов: б — Медекского, в — Медвежий Лог, г — Малая Шита.

1 — граниты, сиениты, диориты; 2 — дуниты; 3 — перидотиты; 4 — оливиновые габбро; 5 — гнейсы, сланцы, амфиболиты; б — разрывные нарушения.

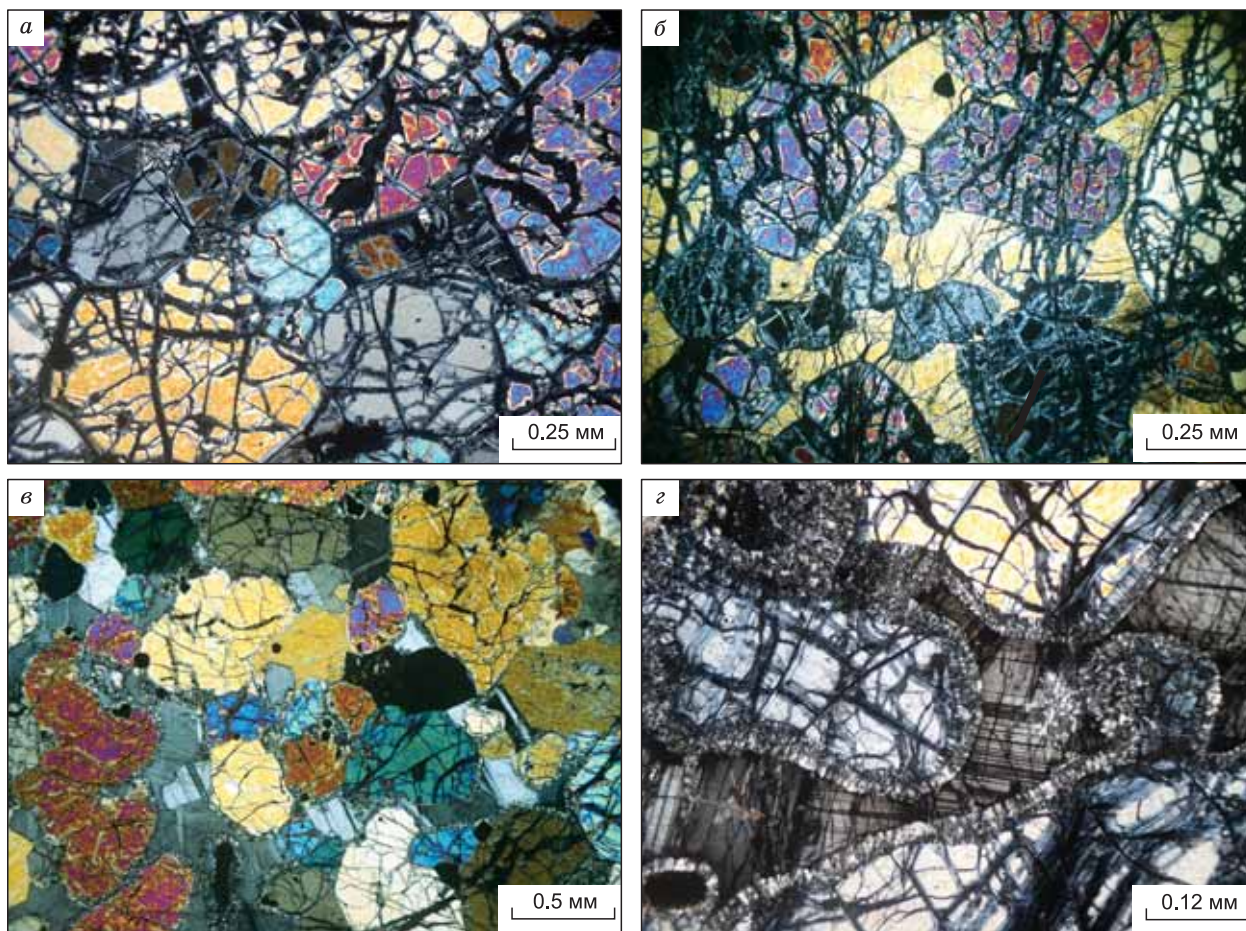


Рис. 2. Петрографические различия пород.

а — дунит, кумулятивная микроструктура; *б* — верлит, пойкилитовая микроструктура; *в* — плагиоверлит, гипидиоморфно-зернистая микроструктура; *г* — оливиновое меланократовое габбро, друзитовая микроструктура. Поляризаторы скрещены.

Лог и Малая Шита. Зерна плагиоклаза в них ксеноморфные, всегда располагаются в интерстициях ранее выделившихся оливина и пироксена (см. рис. 2, *в*). Количество плагиоклаза постепенно увеличивается, что приводит к появлению плагиоверлитов, а затем и оливиновых меланократовых габбро (см. рис. 2, *г*), содержащих до 30 % плагиоклаза. Состав плагиоклаза меняется от битовнита до лабрадора.

Первичные породы подверглись серпентинизации, хлоритизации, оталькованию, в небольшой степени амфиболитизации. Сохранившиеся породы находятся в центральных частях массивов, превращенные в серпентин-хлоритовые сланцы — в краевых. Вмещающая толща в обрамлении массивов представлена гранат-дистен-биотитовыми гнейсами, насыщенными рутилом и цирконом, которые образованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации при температуре 600—650 °С и давлениях 5—6 кбар [Мехоношин и др., 2012]. Возраст амфиболитового метаморфизма пород, по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования, составляет 600 млн лет [Мехоношин и др., 2006].

Породы рассматриваемых массивов относятся к ультрабазитам низкощелочного петрохимического ряда, с максимальными содержаниями Na_2O и K_2O — 1.7 и 0.4 мас. % соответственно. На петрохимических диаграммах фигуративные точки составов пород образуют единый линейный тренд с разбросом содержаний MgO от 19 до 49 мас. %, TiO_2 от < 0.1 до 0.9 мас. %. Максимальные содержания никеля и кобальта в породах достигают 11300 и 1290 г/т соответственно, платины и палладия — 1.55 и 0.9 г/т соответственно.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Хромшпинелиды. В рассматриваемых массивах хромшпинелиды встречаются во всех петрографических разновидностях пород в качестве аксессуарных минералов. Содержание хромшпинелидов в

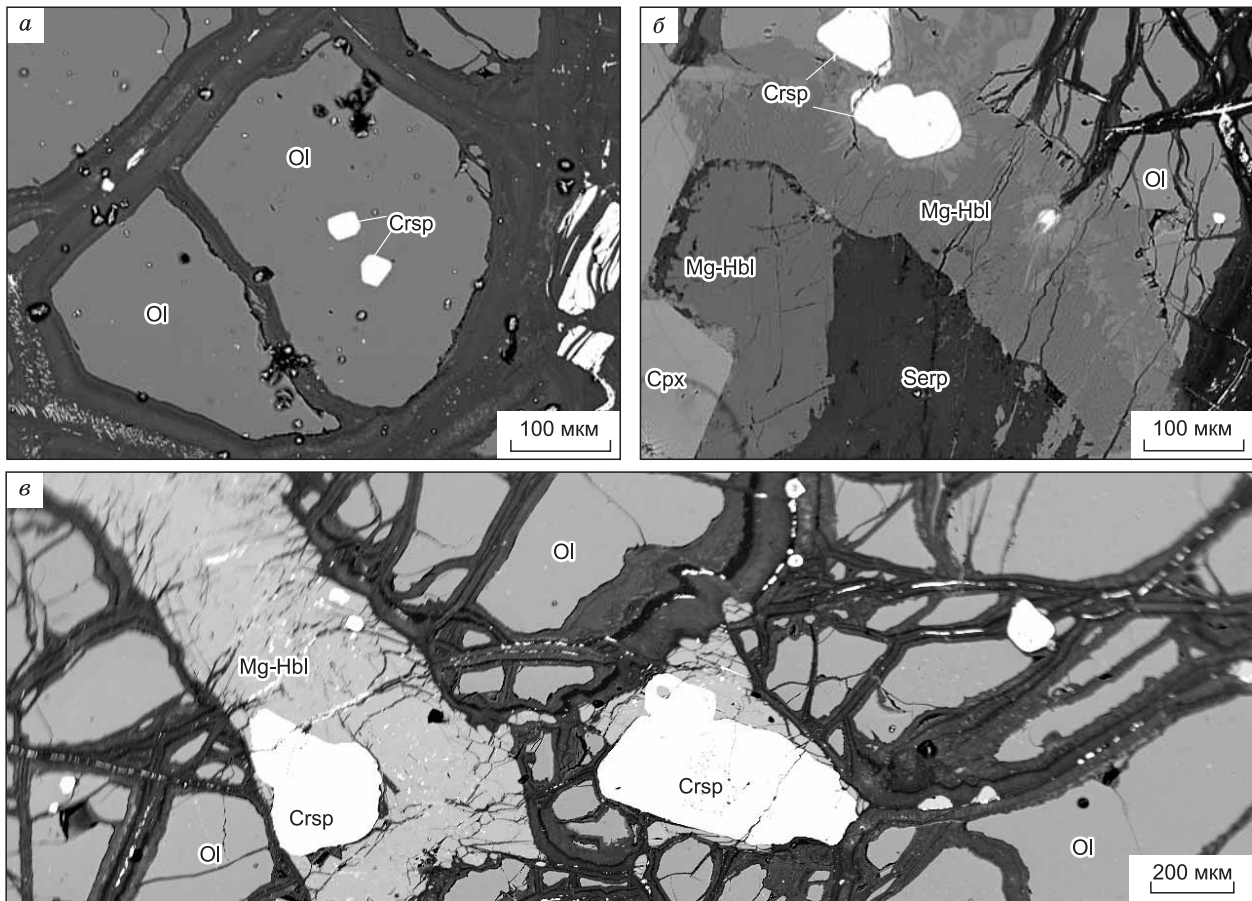


Рис. 3. Морфологические типы хромшпинелидов (изображения в обратнорассеянных электро-нах).

a — включения в оливине; *б* — интерстиционные октаэдрической формы; *в* — интерстиционные неправильной формы. Crsp — хромшпинелид, Ol — оливин, Cpx — клинопироксен, Serp — серпентин, Mg-Hbl — магнезиальная роговая обманка.

породах достигает 5 %. В зависимости от формы выделения и характера взаимоотношений с породообразующими минералами выявлены три генерации хромшпинелидов [Бенедюк и др., 2010]. 1. Наиболее мелкие идиоморфные включения в оливине (рис. 3, *a*). Размер зерен варьирует от 0.05 до 0.25 мм. Разности этого типа встречаются довольно редко. 2. Идиоморфные зерна в интерстициях породообразующих минералов (см. рис. 3, *б*). Кристаллы имеют преимущественно октаэдрический габитус. Нередко встречаются сростки кристаллов. Размер выделений изменяется в пределах 0.25—0.50 мм. Разности этого типа пользуются большей распространенностью в породах. 3. Ксеноморфные образования в интерстициях силикатов (см. рис. 3, *в*) — наиболее распространенный тип хромшпинелидов в породах рассматриваемых массивов. Размер зерен достигает 1 мм. Судя по взаимоотношению с породообразующими минералами, включения в оливине являются ранней генерацией хромшпинелидов; интерстиционные кристаллы отвечают более поздней генерации; а выделения неправильной формы представляют наиболее позднюю генерацию хромшпинелей.

Выявленные типы хромшпинелидов имеют следующие особенности химического состава (табл. 1—3): а) высокая глиноземистость хромшпинелидов-I по сравнению с разностями более поздних генераций (рис. 4); б) увеличение значений магнезиальности в ходе эволюции от I ко II генерации шпинели при уменьшении данного коэффициента от хромшпинелидов-II к хромшпинелидам-III (рис. 5, *a*); в) широкие вариации хрома, никеля, титана и алюминия в хромшпинелидах-III генерации по сравнению с разностями более ранних генераций (см. рис. 5, *б*).

По характеру распределения компонентов среди интерстиционных хромшпинелидов выявлены однородные и зональные разности. Очевидно, что решение проблем зональности в хромшпинелидах имеет важное генетическое значение, поскольку позволяет установить и понять события, приводящие к изменению всего режима минералообразования [Плаксенко, 1989]. На основе изучения зональных раз-

Таблица 1.

Представительные анализы хромшпинелидов I генерации

Компонент	ML-20	ML-20	08-110	08-117-1	08-117-2
	1	2	3	4	5
TiO ₂ , мас. %	0.20	0.28	0.34	0.21	0.38
Al ₂ O ₃	28.82	28.17	22.59	26.20	35.36
Cr ₂ O ₃	33.78	34.10	30.77	37.15	27.99
FeO	26.02	26.02	38.09	27.29	25.75
MnO	0.31	0.34	0.30	0.22	0.19
MgO	9.74	9.64	4.59	6.42	7.88
NiO	0.12	0.12	0.10	0.05	0.10
ZnO	0.30	0.30	0.16	0.14	0.37
Сумма	99.29	98.97	96.94	97.69	98.02
Ti, ф. е.	0.005	0.007	0.009	0.005	0.009
Al	1.044	1.027	0.885	0.995	1.278
Cr	0.821	0.834	0.808	0.946	0.679
Fe ³⁺	0.128	0.129	0.292	0.049	0.027
Fe ²⁺	0.541	0.544	0.767	0.686	0.633
Mn	0.008	0.009	0.008	0.006	0.005
Mg	0.446	0.444	0.227	0.308	0.360
Zn	0.007	0.007	0.004	0.003	0.008
Cr#	0.44	0.45	0.48	0.49	0.35
Mg#	0.45	0.45	0.23	0.31	0.37

Примечание. Здесь и далее в таблицах 2—4: Cr# = Cr/(Cr + Al); Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺). Массивы: 1, 2 — Медвежий Лог, 3—5 — Малая Шита. Состав хромшпинелидов определен с применением рентгеноспектрального микроанализа в лаборатории спектральных методов анализа (ИГХ СО РАН); аналитик к.х.н. Л.А. Павлова.

Таблица 2.

Представительные анализы хромшпинелидов II генерации

Компонент	09-261	09-262	09-56	09-60	09-102	09-ML-88	09-ML-88	09-ML-89	09-ML-94	09-ML-130	09-ML-112	09-ML-146	09-475	08-117
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
TiO ₂ , мас. %	0.44	0.45	0.15	0.56	0.85	0.35	0.24	0.15	0.18	0.45	0.05	0.33	0.50	0.58
Al ₂ O ₃	25.29	25.80	27.13	25.65	22.78	23.71	23.43	26.17	22.09	28.13	27.74	18.96	23.48	33.06
Cr ₂ O ₃	40.28	40.22	38.91	38.93	38.06	36.57	38.23	34.98	34.69	37.50	38.71	36.84	40.75	32.58
FeO	23.21	21.57	22.17	23.14	29.06	30.17	29.10	28.59	32.30	21.23	23.75	36.12	23.57	23.86
MnO	0.35	0.33	0.33	0.32	0.39	0.34	0.37	0.36	0.42	0.27	0.35	0.42	0.27	0.16
MgO	10.28	11.52	10.74	11.47	9.27	8.67	8.62	9.01	8.97	12.37	10.34	6.63	11.04	9.01
NiO	—	—	—	—	0.05	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04
ZnO	0.35	0.21	0.26	0.26	0.12	0.24	0.32	0.34	0.28	0.23	0.15	0.16	0.09	0.16
Сумма	100.20	100.09	99.69	100.33	100.59	100.05	100.30	99.60	98.93	100.18	101.09	99.46	99.70	99.45
Ti, ф. е.	0.010	0.010	0.004	0.013	0.020	0.008	0.006	0.004	0.004	0.010	0.001	0.008	0.012	0.013
Al	0.919	0.929	0.980	0.922	0.838	0.876	0.865	0.959	0.826	0.997	0.991	0.727	0.858	1.183
Cr	0.982	0.972	0.943	0.939	0.939	0.906	0.947	0.860	0.870	0.892	0.927	0.947	0.999	0.782
Fe ³⁺	0.078	0.079	0.070	0.113	0.184	0.202	0.177	0.175	0.295	0.091	0.080	0.311	0.119	0.009
Fe ²⁺	0.521	0.473	0.498	0.477	0.574	0.589	0.586	0.569	0.562	0.444	0.522	0.672	0.492	0.597
Mn	0.009	0.008	0.009	0.008	0.010	0.009	0.010	0.010	0.011	0.007	0.009	0.012	0.007	0.004
Mg	0.473	0.525	0.491	0.522	0.431	0.405	0.403	0.418	0.424	0.555	0.467	0.321	0.510	0.408
Ni	—	—	—	—	0.001	—	—	—	—	—	—	—	—	0.001
Zn	0.008	0.005	0.006	0.006	0.003	0.006	0.007	0.008	0.007	0.005	0.003	0.004	0.002	0.004
Cr#	0.52	0.51	0.49	0.50	0.53	0.51	0.52	0.47	0.51	0.47	0.48	0.57	0.54	0.40
Mg#	0.48	0.53	0.50	0.52	0.43	0.41	0.41	0.42	0.43	0.56	0.47	0.33	0.52	0.41

Таблица 3.

Представительны анализы хромшпинелидов III генерации

Компонент	ОГ-72	09-60	09-60-1	09-80	09-102	09-104	09-104-1	09-224	09-243	ОГ-12	ОГ-43	ОГ-72
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TiO ₂ , мас. %	2.04	0.92	0.39	2.82	0.81	0.39	0.47	0.60	3.01	0.27	0.52	1.29
Al ₂ O ₃	7.29	12.57	23.22	3.37	24.24	25.52	22.67	23.18	2.10	26.94	25.17	8.41
Cr ₂ O ₃	49.71	47.15	42.43	41.73	39.07	38.50	41.99	43.26	41.66	39.12	39.91	48.95
FeO	37.55	30.85	23.49	48.01	27.02	25.27	25.66	22.99	48.59	24.19	23.96	37.79
MnO	0.66	0.57	0.36	0.57	0.40	0.35	0.42	0.36	0.53	0.34	0.33	0.64
MgO	3.64	5.94	10.48	2.70	9.64	9.28	8.32	10.15	2.73	9.15	10.77	3.57
NiO	—	0.242	—	0.059	—	—	—	—	0.07	—	—	—
ZnO	0.35	0.21	0.26	0.27	0.15	0.49	0.53	0.26	0.26	0.36	0.17	0.33
Сумма	101.24	98.46	100.63	99.53	101.33	99.80	100.06	100.76	98.95	100.37	100.83	100.98
Ti, ф.е.	0.053	0.024	0.009	0.076	0.019	0.009	0.011	0.014	0.082	0.006	0.012	0.033
Al	0.296	0.504	0.847	0.142	0.879	0.936	0.845	0.847	0.089	0.979	0.907	0.341
Cr	1.354	1.267	1.038	1.179	0.951	0.947	1.050	1.060	1.189	0.954	0.965	1.330
Fe ³⁺	0.244	0.183	0.097	0.528	0.133	0.099	0.083	0.065	0.558	0.055	0.104	0.263
Fe ²⁺	0.838	0.694	0.510	0.906	0.563	0.558	0.596	0.531	0.910	0.569	0.509	0.824
Mn	0.019	0.016	0.009	0.017	0.010	0.009	0.011	0.010	0.016	0.009	0.009	0.019
Mg	0.187	0.301	0.483	0.144	0.442	0.430	0.392	0.469	0.147	0.421	0.491	0.183
Ni	—	0.007	—	0.002	—	—	—	—	0.002	—	—	—
Zn	0.009	0.005	0.006	0.007	0.003	0.011	0.012	0.005	0.007	0.008	0.004	0.008
Cr#	0.82	0.72	0.55	0.89	0.52	0.50	0.55	0.56	0.93	0.49	0.52	0.80
Mg#	0.19	0.31	0.49	0.15	0.45	0.44	0.40	0.48	0.15	0.43	0.50	0.19

Компо- нент	09-ML-132	09-ML-88	09-ML-94	09-ML-94-1	09-ML-112	09-ML-112-1	09-ML-112-2	09-ML-113	09-ML-123	09-ML-133	09-ML-135	09-ML-140	ML-20
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
TiO ₂ , мас. %	1.24	1.24	0.60	0.12	0.26	0.34	0.70	0.09	0.66	1.46	0.70	0.66	0.36
Al ₂ O ₃	6.65	7.40	20.88	30.21	28.72	25.01	16.53	29.98	19.23	12.83	27.70	26.83	25.75
Cr ₂ O ₃	24.17	49.23	38.30	36.64	37.69	36.48	38.64	36.70	33.40	40.06	32.23	38.61	36.71
FeO	60.51	38.04	30.94	20.91	18.91	28.78	37.10	20.88	38.00	38.89	31.48	21.45	25.93
MnO	0.47	0.70	0.38	0.28	0.23	0.39	0.47	0.32	0.42	0.53	0.35	0.32	0.33
MgO	2.98	3.31	8.65	12.73	14.59	9.70	6.18	11.83	6.56	4.95	7.15	11.98	9.59
NiO	0.13	—	—	—	0.06	0.05	—	—	—	—	—	—	0.14
ZnO	0.11	0.33	0.28	0.19	0.08	0.19	0.15	0.19	0.25	0.13	0.19	0.17	0.26
Сумма	96.26	100.25	100.03	101.08	100.53	100.94	99.77	99.99	98.52	98.85	99.80	100.02	99.07
Ti, ф.е.	0.034	0.033	0.014	0.003	0.006	0.008	0.017	0.002	0.016	0.037	0.016	0.015	0.008
Al	0.282	0.304	0.780	1.052	0.998	0.906	0.640	1.061	0.742	0.514	1.019	0.960	0.946
Cr	0.687	1.355	0.960	0.856	0.879	0.886	1.004	0.871	0.864	1.076	0.796	0.927	0.905
Fe ³⁺	0.965	0.276	0.231	0.086	0.111	0.192	0.322	0.064	0.362	0.336	0.152	0.084	0.132
Fe ²⁺	0.853	0.832	0.589	0.431	0.355	0.548	0.698	0.460	0.679	0.768	0.670	0.461	0.544
Mn	0.014	0.021	0.010	0.007	0.006	0.010	0.013	0.008	0.012	0.015	0.009	0.008	0.009
Mg	0.160	0.172	0.409	0.561	0.642	0.444	0.303	0.530	0.320	0.251	0.333	0.542	0.446
Ni	0.004	—	—	—	0.001	0.001	—	—	—	—	—	—	0.004
Zn	0.003	0.009	0.007	0.004	0.002	0.004	0.004	0.004	0.006	0.003	0.004	0.004	0.006
Cr#	0.71	0.82	0.55	0.45	0.47	0.49	0.61	0.45	0.54	0.68	0.44	0.49	0.49
Mg#	0.16	0.18	0.42	0.57	0.65	0.45	0.31	0.54	0.33	0.26	0.34	0.55	0.45

Компонент	08-34	08-113	09-447	09-461	09-461-1	09-470	09-470-1	09-470-2	09-475
	26	27	28	29	30	31	32	33	34
TiO ₂ , мас. %	2.11	1.83	0.13	2.16	0.54	2.42	0.42	0.28	2.03
Al ₂ O ₃	8.43	1.56	27.53	13.20	25.25	15.36	25.59	29.41	15.94
Cr ₂ O ₃	43.67	18.88	40.30	29.08	34.26	33.12	33.87	32.93	34.05
FeO	41.47	67.37	20.64	49.94	32.66	42.74	35.90	29.47	41.07
MnO	0.45	0.42	0.29	0.45	0.35	0.49	0.36	0.32	0.44
MgO	2.60	1.53	11.20	3.30	6.55	4.04	3.58	7.62	4.35
NiO	0.09	0.26	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	0.41	0.15	0.21	0.14	0.33	0.16	0.17	0.12	0.21
Сумма	99.23	92.00	100.30	98.27	99.94	98.33	99.89	100.15	98.09
Ti, ф.е.	0.056	0.053	0.003	0.056	0.013	0.062	0.010	0.007	0.052
Al	0.349	0.071	0.986	0.534	0.941	0.614	0.973	1.069	0.636
Cr	1.214	0.578	0.968	0.790	0.857	0.889	0.864	0.803	0.912
Fe ³⁺	0.326	1.244	0.041	0.564	0.177	0.374	0.144	0.115	0.349
Fe ²⁺	0.893	0.939	0.484	0.870	0.687	0.839	0.824	0.645	0.814
Mn	0.013	0.014	0.008	0.013	0.009	0.014	0.010	0.008	0.013
Mg	0.136	0.088	0.507	0.169	0.309	0.204	0.172	0.350	0.220
Ni	0.003	0.008	—	—	—	—	—	—	—
Zn	0.011	0.004	0.005	0.003	0.008	0.004	0.004	0.003	0.005
Cr#	0.78	0.89	0.50	0.60	0.48	0.59	0.47	0.43	0.59
Mg#	0.14	0.09	0.51	0.17	0.31	0.21	0.17	0.35	0.22

Примечание. Массивы: 1—12 — Медекский, 13—25 — Медвежий Лог, 26—34 — Малая Шита.

ностей хромшпинелидов исследуемых массивов выявлены три типа геохимической зональности со следующими вариациями состава от центра к краю зерен (табл. 4):

I. Увеличение отношения Cr/(Cr + Al), уменьшение Mg/(Mg + Fe²⁺) при повышении содержания MnO и понижении ZnO.

II. Уменьшение отношения Cr/(Cr + Al), увеличение Mg/(Mg + Fe²⁺) при понижении содержания MnO и повышении ZnO. По характеру распределения компонентов данный тип зональности противоположен предыдущему.

III. Понижение отношения Cr/(Cr + Al), повышение Mg/(Mg + Fe²⁺) при уменьшении суммы Fe³⁺ и Ti, увеличении ZnO и MnO.

Для удобства изложения выделенные типы зональности далее в тексте будут упоминаться как зональность I, II и III типа соответственно.

В качестве включений в исследуемых хромшпинелидах присутствуют силикатные минералы (рис. 6, а), сульфиды (см. рис. 6, б), а также ильменит (см. рис. 6, в, г). Силикатные включения представлены минеральными агрегатами оливина, магниальной роговой обманки, реже пироксена. Включения оливина нередко имеют очертания кристаллов, включения остальных минералов — преимущественно округлую форму. Размер включений варьирует от 5 до 50 мкм.

Расплавные включения. В хромшпинелидах из всех прогретых проб различных пород (дуниты, верлиты и оливинное габбро) исследуемых массивов были найдены силикатные микровключения, обладающие отдельными признаками расплавных. При тщательном просмотре выяснилось, что большинство «включений» в шпинелях из пород рассматриваемых массивов обладают очень невыдержанными формами и разнообразным содержанием, а также в них отсутствуют характерные газовые пузырьки. По этим признакам большинство просмотренных «включений» являются просто переплавленными силикатными микрофазами, и по ним невозможно определить характеристики магматических систем. Только в случае верлита Медекского массива (обр. 09-56) в хромшпинелидах II генерации после высокотемпературных опытов удалось найти силикатные включения, близкие по своим внешним признакам и химическим составам к включениям расплавов (рис. 7, табл. 5). Исследования на сканирующем электронном микроскопе показали, что эти силикатные включения содержат газовый пузырек, рас-

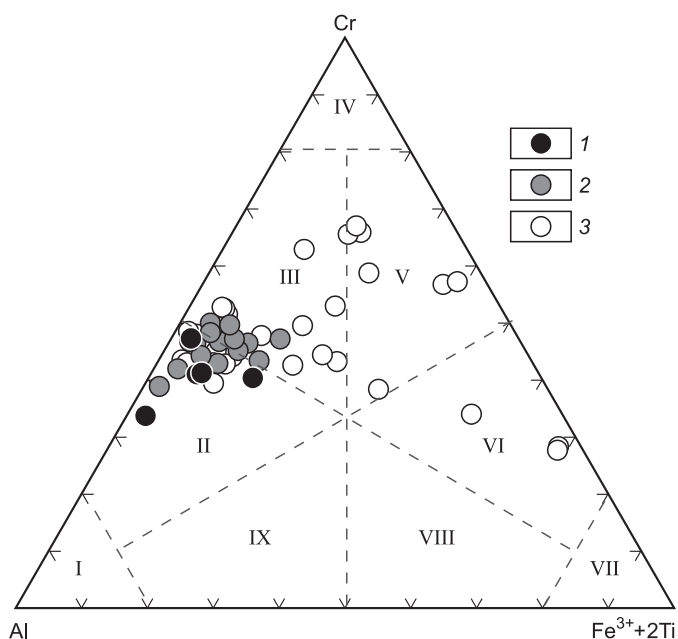


Рис. 4. Классификационная диаграмма составов хромшпинелидов.

Поля составов, по [Округин, 2005]: I — шпинель, II — хромшпинель, III — алюмохромит, IV — хромит, V — феррихромит, VI — хроммагнетит, VII — магнетит, VIII — алюмомагнетит, IX — ферришпинель. Хромшпинелиды: 1 — первая генерация; 2 — вторая генерация; 3 — третья генерация.

вскрытых прогретых включений, их первичное многофазное содержимое было расплавлено, и в закаленных включениях наблюдается преимущественно стекло и округлый газовый пузырек, сферическая форма которого свидетельствует о его формировании в равновесной системе газ—жидкость (расплав).

По соотношению внутренних фаз прогретые включения можно разделить на две группы. В первую группу входят двухфазовые включения, содержащие стекло и находящийся в этом стекле газовый пузырек (см. рис. 7, а—в). Второй тип прогретых включений содержит кроме стекла и газового пузырька еще и кристаллические фазы (см. рис. 7, з—е). Детальное изучение на сканирующем микроскопе показало, что темные округлые (явно недоплавленные) кристаллические фазы (см. рис. 7, з, точка 4/3) представлены высокомагнезиальным и, соответственно, тугоплавким оливином. В другом случае видно, что на недоплавленный округлый кристалл оливина (см. рис. 7, д, т. 5/4) нарастают новообразованные микрочастилки (т. 5/3), образующие фактически структуру спинифекс, несмотря на практически мгновенную закалку в воду. Иногда можно наблюдать не только игольчатую структуру спинифекс, но и более изометричные новообразованные кристаллы (см. рис. 7, е, т. 6/4). Количественный анализ на сканирующем микроскопе свидетельствует о том, что эти новообразованные кристаллиты наиболее близки по химическому составу к богатому титаном амфиболу — керсутиту.

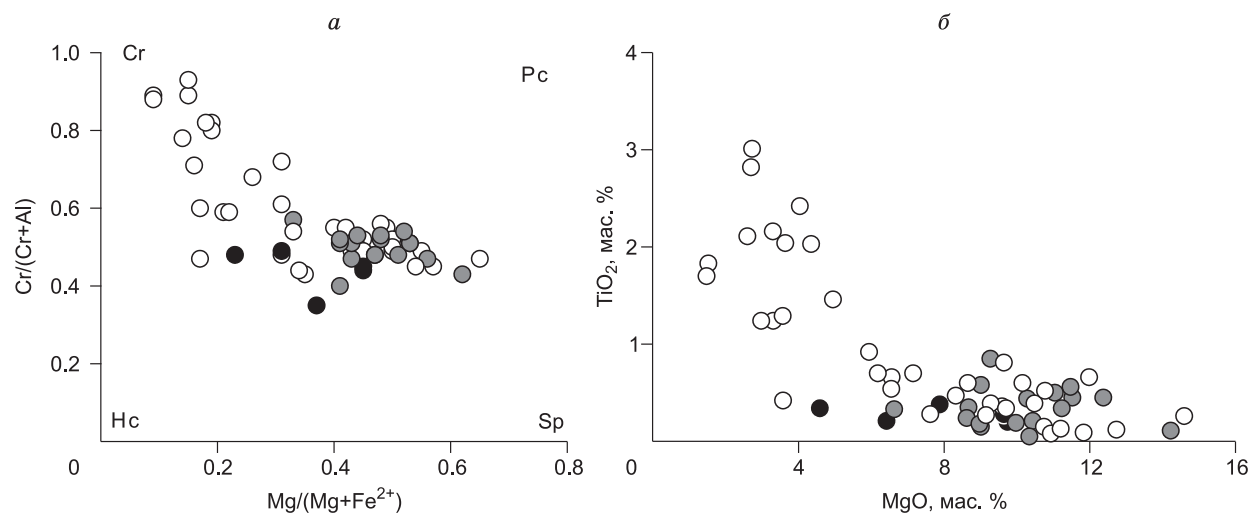


Рис. 5. Диаграммы $Cr/(Cr + Al)$ — $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (а) и TiO_2 — MgO (б) для различных генераций хромшпинелидов.

Pc — пикотит, Sp — шпинель, Hc — герцинит, Cr — хромит. Усл. обозн. см. на рис. 4.

Таблица 4. Химический состав зональных хромшпинелидов (мас. %)

Компо- нент	09-60		09-104		09-261		09-ML-89		09-ML-88		ML-20		ML-39		09-ML-132	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
TiO ₂	0.56	0.57	0.39	0.48	0.42	0.59	0.15	0.10	0.24	0.22	0.36	0.09	0.11	0.10	1.24	0.51
Al ₂ O ₃	25.65	18.87	25.52	17.99	25.47	19.19	26.17	36.28	23.43	31.78	25.75	36.76	28.16	47.12	6.65	19.54
Cr ₂ O ₃	38.93	45.64	38.50	47.32	39.75	44.63	34.98	26.75	38.23	30.43	36.71	28.94	36.75	21.01	24.17	30.92
FeO	23.14	25.95	25.27	27.61	23.31	26.21	28.59	23.14	29.10	25.79	25.93	22.15	23.92	17.32	60.51	39.61
MnO	0.32	0.40	0.35	0.45	0.34	0.37	0.36	0.26	0.37	0.31	0.33	0.27	0.32	0.18	0.47	0.49
MgO	11.47	8.91	9.28	6.91	10.29	8.15	9.01	11.98	8.62	10.88	9.59	12.51	10.86	16.46	2.98	6.58
NiO	0.03	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	0.14	0.16	0.11	0.17	0.13	—
ZnO	0.26	0.22	0.49	0.38	0.33	0.26	0.34	0.39	0.32	0.33	0.26	0.32	0.32	0.41	0.11	0.21
Сумма	100.36	100.56	99.81	101.14	99.91	99.40	99.61	98.89	100.31	99.74	99.06	101.19	100.54	102.77	96.27	97.87
Ti, ф. е.	0.013	0.014	0.009	0.012	0.010	0.014	0.004	0.002	0.006	0.005	0.008	0.002	0.002	0.002	0.034	0.013
Al	0.922	0.708	0.936	0.684	0.927	0.730	0.959	1.261	0.865	1.124	0.947	1.249	1.005	1.490	0.282	0.756
Cr	0.939	1.149	0.947	1.206	0.971	1.139	0.860	0.624	0.947	0.722	0.905	0.660	0.880	0.446	0.687	0.803
Fe ³⁺	0.126	0.130	0.108	0.098	0.092	0.116	0.178	0.112	0.182	0.149	0.140	0.089	0.113	0.063	0.998	0.428
Fe ²⁺	0.464	0.561	0.549	0.646	0.510	0.591	0.565	0.458	0.580	0.498	0.536	0.445	0.492	0.326	0.819	0.659
Mn	0.008	0.011	0.009	0.012	0.009	0.010	0.010	0.006	0.010	0.008	0.009	0.006	0.008	0.004	0.014	0.014
Mg	0.522	0.423	0.430	0.332	0.474	0.392	0.418	0.527	0.402	0.487	0.446	0.538	0.490	0.658	0.159	0.322
Ni	0.001	0.000	—	0.000	—	—	—	—	—	—	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	—
Zn	0.006	0.005	0.011	0.009	0.008	0.006	0.008	0.008	0.007	0.007	0.006	0.007	0.007	0.008	0.003	0.005
Cr#	0.504	0.619	0.503	0.638	0.511	0.609	0.473	0.331	0.523	0.391	0.489	0.346	0.467	0.230	0.709	0.515
Mg#	0.529	0.430	0.439	0.340	0.482	0.399	0.425	0.535	0.409	0.494	0.454	0.547	0.499	0.669	0.163	0.328

Примечание. Массивы: 1—6 — Медекский, 7—16 — Медвежий Лог.

Таблица 5. Состав расплавных включений из хромшпинелидов верлита массива Медекский (мас. %)

Компо- нент	1/1		1/2		2/1		2/2		3/1		3/2	
SiO ₂	45.79	45.63	45.9	44.79	32.74	32.79	32.43	32.47	31.95	32.76	32.60	32.72
TiO ₂	0.91	0.82	0.98	0.85	3.86	3.71	3.78	3.48	4.01	3.70	3.87	3.71
Al ₂ O ₃	13.74	13.68	13.55	13.02	6.69	6.61	6.75	6.86	6.67	6.75	6.85	6.87
Cr ₂ O ₃	1.23	1.28	1.38	1.82	1.73	1.79	1.98	1.83	1.97	1.50	1.69	1.68
FeO	9.59	10.44	9.44	10.41	21.16	23.24	20.87	23.49	21.67	23.37	21.57	23.37
MnO	0.15	—	0.11	—	0.39	0.45	0.36	0.43	0.36	0.47	0.37	0.44
MgO	10.68	10.54	11.41	11.46	9.44	9.14	9.29	9.07	9.38	8.88	9.32	8.91
CaO	16.26	16.06	15.86	16.08	19.68	20.08	19.87	20.17	19.55	19.86	19.42	20.00
Na ₂ O	1.30	1.26	1.15	1.23	0.36	—	0.34	—	0.37	0.43	0.35	0.22
K ₂ O	0.25	0.30	0.27	0.35	0.02	—	0.02	—	0.03	—	0.02	—
P ₂ O ₅	0.05	—	0.03	—	2.24	2.20	2.27	2.21	2.17	2.29	2.17	2.09
SO ₃	0.07	—	0.11	—	0.01	—	0.02	—	0.00	—	0.00	—
Cl	0.00	—	0.00	—	0.00	—	0.03	—	0.00	—	0.00	—
Сумма	100.01	100.00	100.19	100.00	98.33	100.00	98.02	100.00	98.11	100.00	98.22	100.00

Примечание. Номера анализов в таблице соответствуют точкам на рис. 7. Первый анализ получен на электронном микроанализаторе Camebax-Micro, второй — на сканирующем электронном микроскопе LEO 1430 VP (ИГМ СО РАН).

Описанные выше группы расплавных включений образовались в результате особенностей поведения их содержимого в ходе высокотемпературных экспериментов. В первом случае включения были полностью расплавлены, и при закалке они образовали только две фазы: стекло (закаленный силикатный расплав) и газовый пузырек. В других случаях, времени (и, возможно, температуры) экспериментов, по всей вероятности, не хватило для полного расплавления содержимого включений и внутри оста-

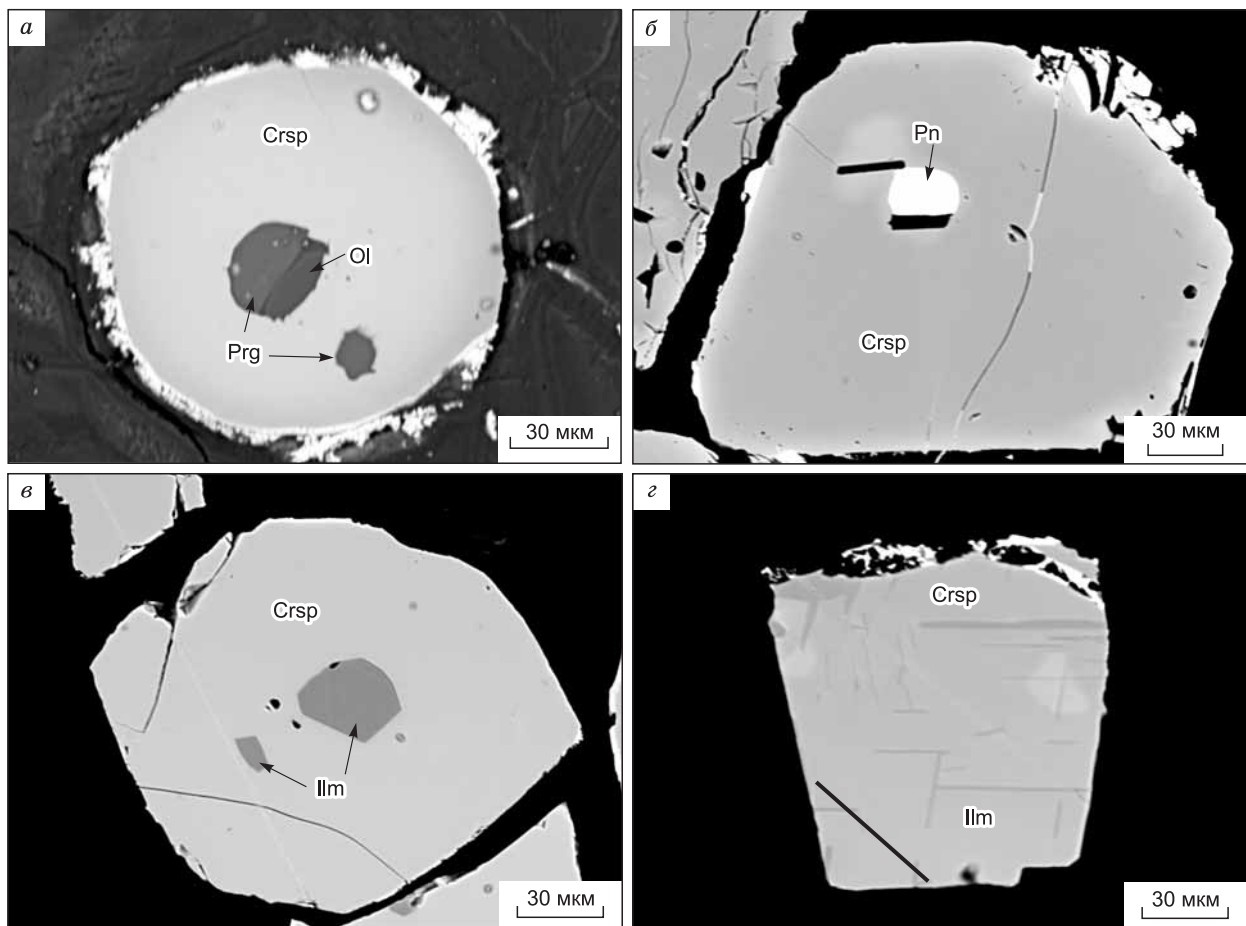


Рис. 6. Характерные включения в хромшпинелидах (изображения в обратнорассеянных электронах).

a — силикатные; *б* — сульфидное; *в* — ильменитовые; *г* — структуры распада в виде ламелл ильменита. Crsp — хромшпинелид, Ilm — ильменит, Ol — оливин, Pn — пентландит, Prg — паргасит.

лись недоплавленные кристаллики оливина, на которые в ходе закалки нарастали новообразованные кристаллические фазы. Таким образом, стекла двухфазовых первичных расплавных включений, вполне вероятно, могут представлять реальные магматические системы, при участии которых росли хромшпинелиды из верлитов Медекского массива. В то же время стекла многофазных прогретых включений представляют собой расплав, образовавшийся в результате частичного плавления наиболее легкоплавких компонентов, присутствовавших во включениях, и не могут быть использованы для реконструкции параметров природных магматических систем.

Рядом с изученными включениями (на расстояниях 5—15—25—35 мкм) от границы включения были проанализированы хромиты с целью выяснения возможного влияния захваченных силикатных расплавов на матрицу хромита-хозяина. Сравнение этих данных показало, что составы минералов рядом с включениями и на удалении практически идентичны, т.е. отсутствует зональность и, соответственно, не устанавливаются процессы реакционного взаимодействия расплава с матрицей хромита-хозяина.

В результате изучения двухфазных расплавных включений установлено наличие двух типов составов (см. табл. 5). При этом по внешнему облику (см. рис. 7) и по фазовому содержанию (газовый пузырек + стекло) они фактически не отличаются. Результаты анализов на микрозонде и на электронном микроскопе практически совпадают для всех элементов.

В случае включений первого типа стекло по своему составу близко к относительно низкотитанистым и низкокальциевым пикробазальтовым расплавам (см. табл. 5, ан. 1—4). По ряду основных петрохимических компонентов (TiO_2 , FeO, MgO, Na_2O , K_2O) они наиболее близки к составу первичного расплава Тартайского массива, рассчитанному по тренду фракционирования наиболее магнезиального оливина

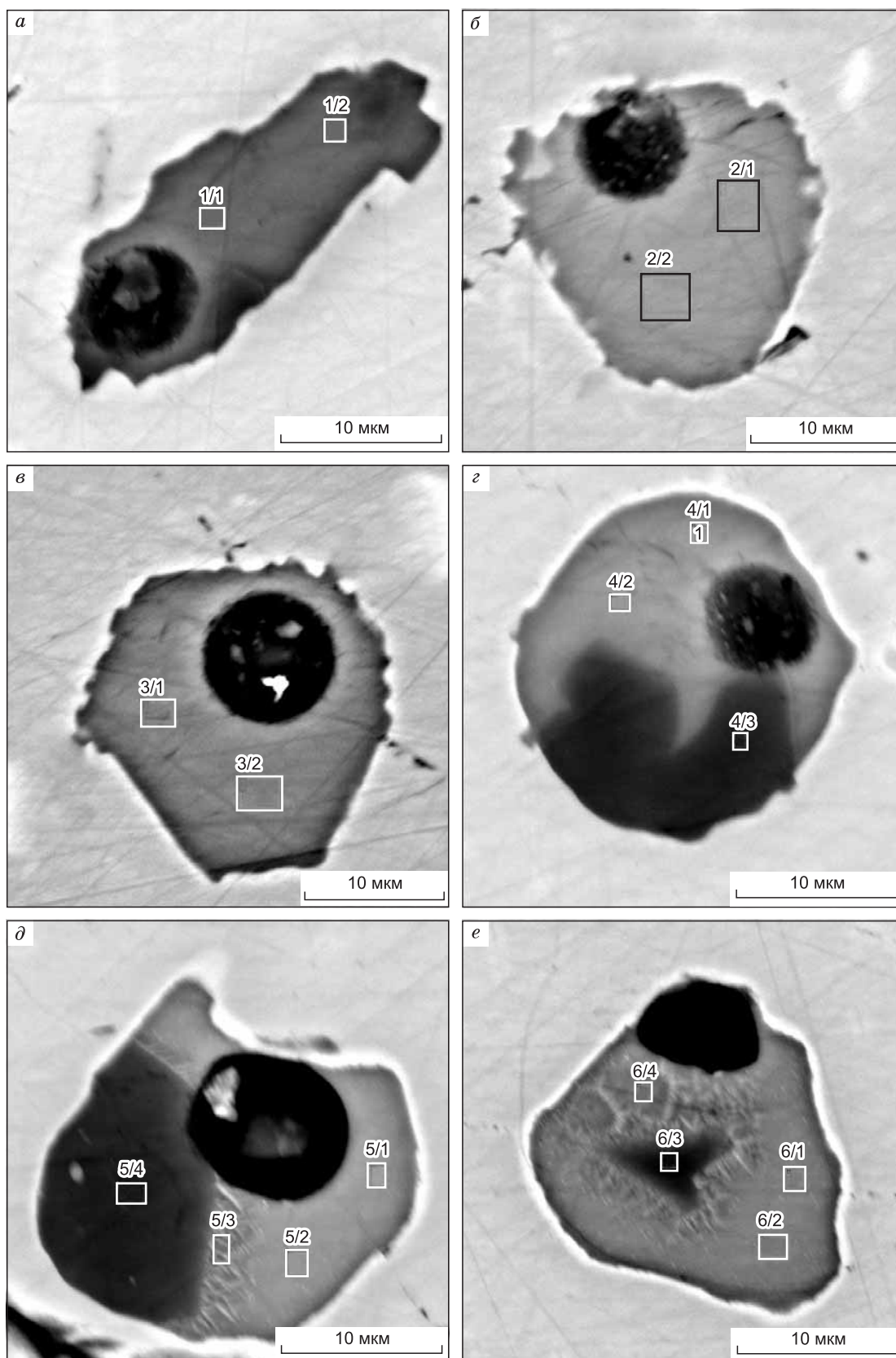


Рис. 7. Вид расплавных включений на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430 VP после высокотемпературных экспериментов и закалки.

a—в — двухфазные, *e—г* — многофазные. Цифрами показаны области количественного анализа.

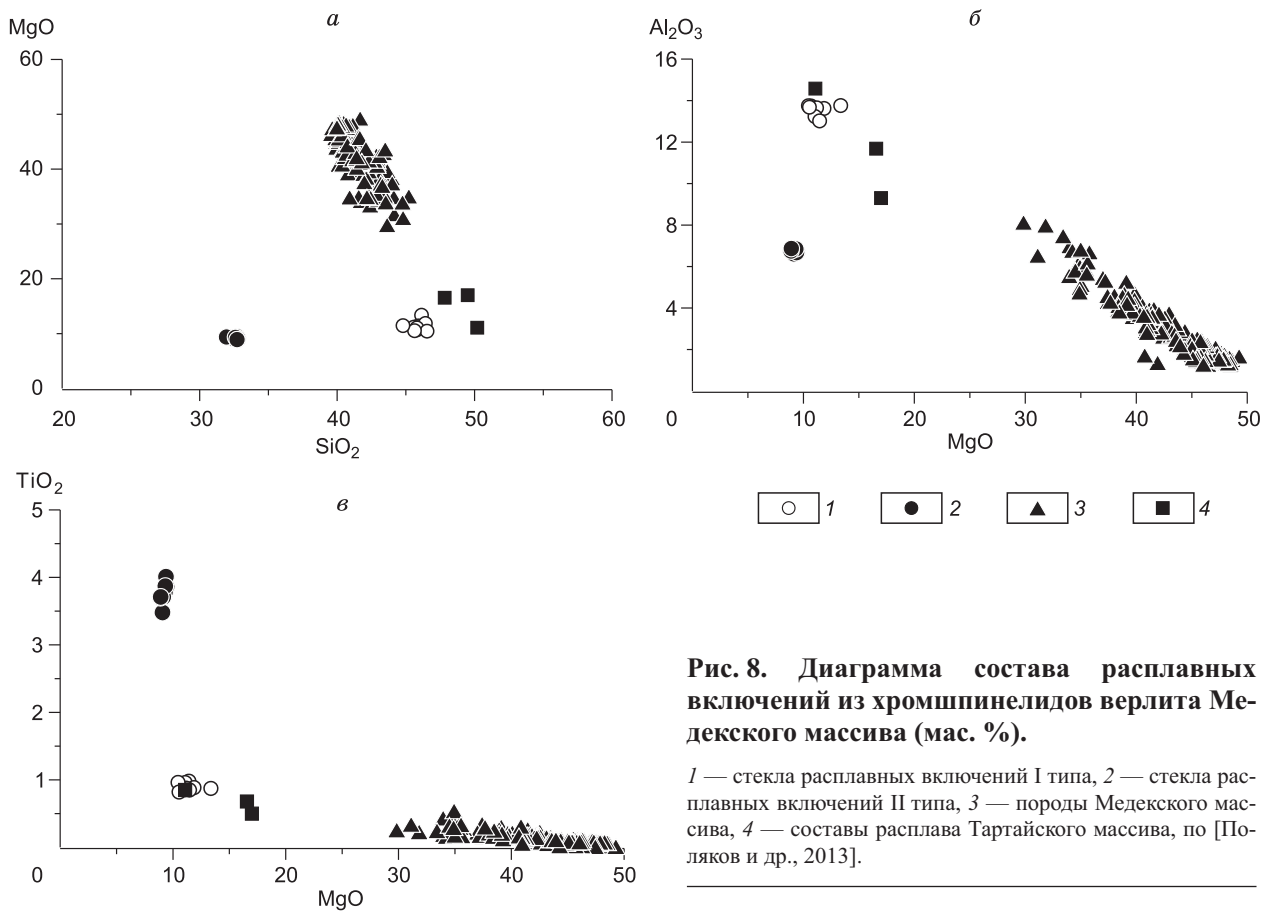


Рис. 8. Диаграмма состава расплавных включений из хромшпинелидов верлита Медекского массива (мас. %).

1 — стекла расплавных включений I типа, 2 — стекла расплавных включений II типа, 3 — породы Медекского массива, 4 — составы расплава Тартайского массива, по [Поляков и др., 2013].

[Поляков и др., 2013] (рис. 8), незначительно отличаясь меньшим содержанием кремнезема и алюминия, большим — кальция.

Во втором случае (см. табл. 5, ан. 5—12) стекла двухфазных включений характеризуются повышенными содержаниями титана (до 3.7 мас. %), железа (до 23.5 мас. %) и фосфора (до 2.3 мас. %) при минимальном SiO₂ (32.8 мас. %) (см. рис. 8), явно отличаясь от составов типичных пород и изученных ранее расплавных включений в хромшпинелидах [Симонов и др., 2009а,б, 2011; Hanski, Kamenetsky, 2013].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основными факторами, отвечающими за состав хромшпинелидов, являются: состав родоначального расплава и физико-химические параметры, такие как температура, давление, фугитивность кислорода [Sen et al., 2005]. Высокая глиноземистость хромшпинели может являться результатом ее взаимодействия с интеркумулусным расплавом [Bell, Clydon, 1992]. Однако присутствие высокоглиноземистых хромшпинелидов в качестве включений в оливине свидетельствует о том, что этого взаимодействия быть не могло из-за быстрого удаления хромшпинелидов из расплава в результате захвата их оливином-хозяином. Наиболее вероятной причиной высокого содержания алюминия в хромшпинелидах I генерации, как мы считаем, является их кристаллизация в условиях повышенного давления [Fisk, Vence, 1980]. Такие условия могли быть реализованы в докамерную стадию. Вероятно, кристаллизация хромшпинелидов I генерации началась уже в подводящем канале или глубинной камере, а разностей II и III генераций — в магматической камере на уровне становления. Таким образом, понижение давления в магматической камере по сравнению с подводящим каналом способствовало уменьшению содержания алюминия и повышению хрома в хромшпинелидах II и III генерации.

Однако предложенная выше модель кристаллизации хромшпинелидов является неполной, так как не объясняет поведение двухвалентных катионов в ходе эволюции состава шпинели, в частности, повышение Mg# в хромшпинелидах-II и части хромшпинелидов-III по сравнению с разностями I генерации (см. рис. 5). Увеличение содержания магния в остаточном расплаве противоречит нормальному поведению этого компонента в магматическом процессе [Смит, 1968]. Такое необычное поведения магния может быть связано с кристаллизацией хромшпинелидов II генерации и части хромшпинелидов III ге-

нерации значительно выше дна магматической камеры. Тогда при осаждении они испытывали возрастающее давление, а увеличение температуры плавления при этом способствовало обогащению хромшпинелида магнием в результате реакции с расплавом [Cameron, 1975]. Уменьшение значений Mg# от хромшпинелидов-II к хромшпинелидам-III отражает нормальное поведение магния в магматическом процессе (см. рис. 5).

Среди хромшпинелидов III генерации выделяются две группы, существенно отличающиеся по составу (см. табл. 3). Хромшпинелиды первой группы имеют состав, схожий с разностями II генерации. Для них характерны наибольшие среди рассматриваемых хромшпинелидов содержания алюминия и значения магнезиальности, наименьшие содержания титана, марганца и никеля (см. рис. 4, 5, табл. 3). Эти шпинели, по всей видимости, кристаллизовались из расплава, существовавшего на момент кристаллизации шпинели второй генерации. В хромшпинелидах второй группы существенно снижаются содержания алюминия и величина значения магнезиальности, растут концентрации титана, окисного железа и марганца. Такое резкое изменение состава второй группы поздней генерации хромшпинелидов, в частности, изменение содержания алюминия, может отражать изменение состава расплава в результате кристаллизации плагиоклаза. Сильное фракционирование алюминия в ходе дифференциации расплавов связано с ранним выделением оливинов, не содержащих этот элемент, и пироксенов, также бедных алюминием. Концентрация алюминия в остаточных жидкостях начинает падать только после начала кристаллизации плагиоклазов [Смит, 1968]. Вероятнее всего, кристаллизация хромшпинелидов I, II и части III генерации предшествовала кристаллизации плагиоклаза, а высокотитанистых и низкоглиноземистых хромшпинелидов III генерации происходила после кристаллизации плагиоклаза.

Рост содержаний окисного железа и титана при уменьшении концентраций хрома и алюминия, находящие отражение в составе части хромшпинелидов поздней генерации, очевидно, характеризуют понижение температуры в магматической камере, так как состав гомогенных вкрапленников хромшпинелидов с понижением температуры меняется в сторону увеличения содержания FeO, Fe₂O₃, TiO₂ и уменьшения Cr₂O₃ и Al₂O₃, что согласуется с общей эволюцией химизма базальтового расплава в процессе его кристаллизации [Нерадовский, Смолькин, 1977].

Таким образом, морфология зерен, а также различия химического состава выявленных генераций хромшпинелидов свидетельствуют о том, что их образование, вероятнее всего, происходило в две стадии. В первую — докамерную стадию, в магматическом канале кристаллизовались хромшпинелиды I генерации, которые впоследствии были захвачены оливином. Во вторую — камерную стадию, образовался оливин, хромшпинелиды II и III генерации, а также пироксен и плагиоклаз. Предлагаемое время кристаллизации шпинелидов согласуется с различиями их состава.

Обобщая изложенный выше материал, уместно предложить следующую историю эволюции состава хромшпинелидов. Кристаллизация ранних хромшпинелидов началась в подводящем канале в условиях повышенного давления. Дальнейшее увеличение значений магнезиальности в хромшпинелидах II генерации связано с их кристаллизацией в верхних частях магматической камеры и последующим осаждением. Уменьшение алюминия при повышении титана и вариациях других компонентов части хромшпинелидов III генерации обусловлено их кристаллизацией после плагиоклаза. А проявленный в наиболее поздних генерациях рост окисного железа и титана при уменьшении содержаний хрома и алюминия отражает понижение температуры расплава в магматической камере.

Зональность может иметь различную природу и интерпретироваться по-разному. С одной стороны, зональность объясняется как результат последовательной кристаллизации фаз сложных оксидов из меняющегося по составу кристаллизующегося расплава, либо как следствие реакции выделившихся хромшпинелидов с интеркумулусной жидкостью в условиях длительной кристаллизации [Плаксенко, 1989; Васильев, Гора, 2014]. С другой стороны, образование зональности связывают с процессами метаморфизма, в частности, серпентинизацией, сопровождаемой выносом из апикальных частей зерен Cr₂O₃, Al₂O₃, MgO с одновременным обогащением FeO и TiO₂ [Плаксенко, 1989].

Обогащение внешних участков зерен хромшпинелидов FeO и обеднение Al₂O₃ за счет MgO и Cr₂O₃ (I тип зональности), вероятнее всего, обусловлено реакцией кумулусного шпинелида с захваченной интеркумулусной жидкостью [Плаксенко, 1989]. А обогащение MgO и Al₂O₃ (II тип зональности) связано с посткумулусными реакциями шпинелидов с первичными силикатами. Магматическую природу зональности I типа подтверждает присутствие в породах гомогенных хромшпинелидов, аналогичных по составу как ядрам, так и оторочкам зональных кристаллов [Benedyuk, 2012].

Понижение величин отношения Cr/(Cr + Al), повышение — Mg/(Mg + Fe²⁺) при росте Fe₂O₃, проявленные в зональности III типа, могут быть обусловлены возрастанием степени прогрессивного метаморфизма пород [Evans, 1975].

Анализ фазового состава прогретых и закаленных расплавных включений свидетельствует о том, что первичная магма для пород Медекского массива была более магнезиальной, чем пикробазальтовый расплав, соответствующий первому типу расплавных включений. В пользу этого предположения свиде-

тельствует как наличие многофазных включений с недоплавленными кристаллами оливина, так и состав наиболее магнезиального оливина (Fa_8). При моделировании обратной кристаллизации с помощью программы PETROLOG III [Плечов, Данюшевский, 2006] пикробазальтовый расплав состава 1/2 (см. табл. 5) может быть образован в результате фракционной кристаллизации 10 % оливина состава (Fa_{8-10}) из пикритовидного расплава, характеризующегося следующим соотношением компонентов: SiO_2 — 45.41, TiO_2 — 0.70, Al_2O_3 — 12.07, Fe_2O_3 — 1.37, FeO — 7.98, MnO — 0.09, MgO — 17.85, CaO — 13.12, Na_2O — 1.03, K_2O — 0.24, P_2O_5 — 0.01.

Моделирование с помощью программы PETROLOG III [Плечов, Данюшевский, 2006] позволило получить информацию о температурах формирования верлитов Медекского ультрабазитового массива. Расчеты параметров кристаллизации проводились на основе составов стекол расплавных включений первого типа с максимальными содержаниями MgO (около 11.5—13.4 мас. %) при давлениях 4 кбар. Как было показано выше, значительные размеры газовых пузырьков по отношению к объему включений говорят о существенном содержании летучих компонентов в магматических системах. В связи с этим в расчетные системы было добавлено некоторое количество воды (до 0.5 мас. %). В ходе моделирования проводилось сопоставление (и, соответственно, корректировка) расчетных параметров хромистости хромшпинелидов с реальными значениями для хромитов, содержащих включения — Cr# 48.2. Было выяснено, что оливины из верлитов кристаллизовались в интервале температур от 1275 до 1240 °C, хромшпинелиды формировались при 1260—1240 °C, а кристаллизация клинопироксенов происходила в диапазоне температур 1235—1220 °C.

Существование второго типа фактически гомогенных при высоких температурах расплавных включений свидетельствует об участии в ходе развития магматических систем в локальных специфических ситуациях фактически рудоносных высокотитанистых и высокожелезистых, обогащенных фосфором расплавов. О возможном развитии подобных расплавов при формировании базит-гипербазитовых интрузивных комплексов свидетельствуют наши данные по расплавным включениям в хромшпинелидах, показывающие кристаллизацию Fe-Ti плутонических ассоциаций Срединно-Атлантического хребта [Симонов и др., 2009а], в которых содержание титана может достигать более 5 %.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Результаты изучения геохимических особенностей хромшпинелидов ультрабазитовых массивов центральной части Восточного Саяна позволяют сделать следующие выводы:

1. В рассматриваемых породах установлено три генерации хромшпинелидов, отличающихся по морфологии зерен, взаимоотношению с породообразующими минералами, составу, характеру распределения компонентов и условиям образования.
2. Кристаллизация хромшпинелидов I генерации происходила в докамерную стадию становления интрузии в подводящем канале в условиях повышенного давления.
3. Хромшпинелиды II и III генераций кристаллизовались после внедрения расплава в магматическую камеру, вариации их состава обусловлены эволюцией состава магмы и изменением *P-T* условий кристаллизации.
4. Анализ составов прогретых и закаленных расплавных включений свидетельствует о том, что кристаллизация хромитов происходила из эволюционирующего от пикритового до пикробазальтового расплава.
5. Обнаружены необычные по составу расплавные включения, свидетельствующие об участии в ходе развития магматической системы массива высокотитанистых и высокожелезистых, обогащенных фосфором расплавов.
6. Получены температуры кристаллизации минералов рассматриваемых ультрабазитов, не противоречащие существующим экспериментальным данным образования минералов других комплексов: хромшпинелид — 1275—1240 °C, оливин — 1260—1240 °C, клинопироксен — 1235—1220 °C.

Работа выполнена при поддержке по программе ОНЗ-2 РАН, а также гранта РФФИ № 13-05-12026-офи-м.

ЛИТЕРАТУРА

Арискин А.А., Бармина Г.С. Термометрия равновесий плагиоклазов с расплавами базальтов и андезитов // Геохимия, 1990, № 3, с. 441—447.

Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я. ЭВМ моделирование кристаллизации базальтовых расплавов в условиях заданной фугитивности кислорода // Геохимия, 1986, № 11, с. 1614—1628.

Бенедюк Ю.П., Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С. Акцессорные хромшпинелиды Медекского массива (Восточный Саян) // Изв. Сибирского отделения секции наук о земле РАЕН. Геология. Поиски и разведка рудных месторождений, 2010, т. 2, № 37, с. 72—76.

- Васильев Ю.Р., Гора М.П.** Меймечит-пикритовые ассоциации Сибири, Приморья и Камчатки (сравнительный анализ, вопросы петрогенезиса) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (8), с. 1211—1225.
- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л.** Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. М., Наука, 1981, 234 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 409 с.
- Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К.** Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 333—349.
- Мехоношин А.С., Травин А.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б.** Первые результаты датирования процессов преобразования габброидов Мало-Тагульского массива и их связь с тектоническим развитием северо-запада Восточного Саяна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания, Иркутск, 2006, т. 2, с. 206—209.
- Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б.** Метаморфизм Алхадырского террейна (Восточный Саян) // Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование. Материалы совещания, Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2012, с. 47—50.
- Надретт А.Дж.** Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд // СПб., Изд-во СПбГУ, 2003, 468 с.
- Нерадовский Ю.Н., Смолькин В.Ф.** Необычные титан-хромовые шпинели в породах никеленосных массивов Печенги // Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, 1977, с. 125—135.
- Округин А.В.** Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология, 2005, № 5, с. 3—10.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.** Хромиты Кемпирсайского плутона. М., Наука, 1968, 178 с.
- Плаксенко А.Н.** Типоморфизм аксессуарных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж, Изд-во ВГУ, 1989, 224 с.
- Плечов П.Ю., Данюшевский Л.В.** Petrolog III. Моделирование равновесной и фракционной кристаллизации // Вестник Отделения наук о Земле РАН, 2006, № 1 (24), с. 1—2.
- Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б.** Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1689—1704.
- Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 247 с.
- Симонов В.А., Ковязин С.В.** Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавленным включениям) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы конференции, Екатеринбург, 2009, т. 2, с. 193—195.
- Симонов В.А., Иванов К.С., Ковязин С.В., Смирнов В.Н.** Условия кристаллизации хромитовых руд в структурах древних океанов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания, Иркутск, 2007, т. 2, с. 74—75.
- Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В., Бортников Н.С.** Расплавные включения в хромшпинелидах из Fe-Ti интрузивных комплексов Центральной Атлантики: ключ к познанию физико-химических параметров гидротермально-магматических систем медленно-спрединговых океанических хребтов // ДАН, 2008, т. 418, № 5, с. 679—682.
- Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В.** Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология, 2009а, т. 17, № 5, с. 521—538.
- Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В.** Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы конференции, Екатеринбург, 2009б, т. 2, с. 195—198.
- Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Тарнавский А.В.** Условия кристаллизации дунитов Кондерского платиноносного щелочно-ультраосновного массива, Юго-Восток Алданского щита // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 5, с. 44—55.

- Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.** Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // *Петрология*, 2011, т. 19, № 6, с. 579—598.
- Смит Ф.Г.** Физическая геохимия. М., Недра, 1968, 476 с.
- Ariskin A.A., Nikolaev G.S.** An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibria in mafic igneous systems at atmospheric pressure: 1. Chromian spinels // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 123, p. 282—292.
- Barnes S.J., Roeder P.L.** The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 12, p. 2279—2302.
- Bell B.R., Claydon R.V.** The cumulus and post-cumulus evolution of chrome-spinels in ultrabasic layered intrusions: evidence from the Cuillin Igneous Complex, Isle of Skye, Scotland // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 112, p. 242—253.
- Benedyuk Yu.P.** Chemical variations of chromium spinel in Medeksky, Medvezhiy Log, Malaya Shita and Tartay differentiated ultrabasic bodies, Eastern Sayan Mountains // *Proceedings of The 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference, Novosibirsk*, 2012, p. 54—56.
- Cameron E.N.** Postcumulus and subsolidus equilibration of chromite and coexisting silicates in the Eastern Bushveld Complex // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, № 11, p. 1021—1033.
- Evans B.W., Frost B.R.** Chrome-spinel in progressive matamorphism — preliminary analysis // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, p. 959—972.
- Fisk M.R., Bence A.E.** Experimental crystallization of chrome spinel in famous basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 48, p. 111—123.
- Hanski E., Kamenetsky V.S.** Chrome spinel-hosted melt inclusions in Paleoproterozoic primitive volcanic rocks, northern Finland: Evidence for coexistence and mixing of komatiitic and picritic magmas // *Chem. Geol.*, 2013, v. 343, p. 25—37.
- Page P., Bedard J.H., Schroeter J.-M., Tremblay A.** Mantle petrology and mineralogy of the Thethord Mines Ophiolite Complex // *Lithos*, 2008, v. 100 (1), p. 255—292.
- Sen A.K., Sharma P.K., Mohanty D., Ghosh T.K.** Composition of Cr-spinel — an ore genetic indicator of Kathpal Chromite Deposit, Sukinda Ultramafic Complex, Orissa, India // *Current Science*, 2005, v. 88, p. 1547—1550.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.** Petrology and geochemistry of boninites from the North Termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 1183—1211.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M.** Significance of accessory chrome spinel in identifying serpentinite paragenesis // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p. 58—64.

*Рекомендована к печати 21 октября 2014 г.
А.Э. Изухом*

*Поступила в редакцию 3 апреля 2014 г.,
после доработки — 2 октября 2014 г.*