

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.11:548.4

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДУНИТОВ  
НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА (Средний Урал)**

**В.А. Симонов<sup>1,2</sup>, В.Н. Пучков<sup>3</sup>, В.С. Приходько<sup>4</sup>, С.И. Ступаков<sup>1</sup>,  
А.В. Котляров<sup>1</sup>, Н.С. Карманов<sup>1</sup>, А.С. Степанов<sup>5</sup>**

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup> Институт геологии УНЦ РАН, 450000, Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, Россия

<sup>4</sup> Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,  
680000, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, Россия

<sup>5</sup> ARC Centre of Excellence in Ore Deposits (CODES COE), University of Tasmania,  
Private Bag 79, Hobart, Tasmania 7001, Australia

Исследования первичных многофазных силикатных включений в акцессорных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского платиноносного массива свидетельствуют о том, что они по своим характеристикам соответствуют расплавленным включениям, захваченным хромитом в процессе его роста. Сравнительный анализ хромшпинелидов Нижнетагильского массива, содержащих многофазные силикатные включения, показал, что они по своему составу отличаются от рудных хромитов этого же массива, а также от хромитов (с расплавленными включениями) из ультраосновных океанических комплексов и имеют сходство с данными по хромшпинелидам из дунитов щелочно-ультраосновных платиноносных массивов (Кондерский, Инаглинский). Полученная информация по петрохимии и геохимии прогретых многофазных силикатных включений свидетельствует о том, что хромшпинелиды мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива кристаллизовались при участии субщелочных пикробазальтовых расплавов, имеющих общие черты с магмами Кондерского платиноносного массива и практически совпадающих по химическому составу с тылаитами. Установленные отличия составов оливинов, формировавшихся внутри многофазных силикатных включений, от породообразующих минералов показывают, что расплав, из которого образовались изученные хромшпинелиды, представлял собой интеркумулусную жидкость, находящуюся между кристаллами оливина в ходе кумулятивных процессов кристаллизации основной массы дунитов Нижнетагильского массива в интрузивной камере. Расчетное моделирование на основе составов прогретых многофазных силикатных включений в акцессорных хромшпинелидах показало, что кристаллизация оливинов и хромшпинелидов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива происходила в диапазоне температур от 1430 до 1310 °С, а затем в ходе эволюции расплавов образование оливинов продолжалось и до 1280 °С.

*Физико-химические условия кристаллизации, силикатные расплавные включения, хромшпинелиды, дуниты, платиноносные ультраосновные массивы.*

**PHYSICOCHEMICAL CONDITIONS OF CRYSTALLIZATION OF DUNITES  
OF THE NIZHNII TAGIL PLATINUM-BEARING MASSIF (Middle Urals)**

**V.A. Simonov, V.N. Puchkov, V.S. Prikhod'ko, S.I. Stupakov, A.V. Kotlyarov,  
N.S. Karmanov, and A.S. Stepanov**

Studies of primary multiphase silicate inclusions in accessory Cr-spinels from the fine-grained dunites of the Nizhnii Tagil Pt-bearing massif reveal their similarity to melt inclusions trapped by chromite during its growth. The analyzed Cr-spinels with multiphase silicate inclusions differ in composition from ore chromites of the same massif and from chromites (with melt inclusions) from ultramafic oceanic complexes but are similar to Cr-spinels in dunites from Pt-bearing alkaline ultramafic massifs (Konder and Inagli). According to petro- and geochemical data on heated multiphase silicate inclusions, the studied Cr-spinels crystallized with the participation of subalkalic picobasaltic melts similar to the magmas of the Konder Pt-bearing massif and having almost

the same chemical composition as tylaite. The differences between the compositions of olivines formed within the multiphase silicate inclusions and of the rock-forming minerals show that the studied Cr-spinels formed from an intercumulus liquid melt in the olivine crystal interstices during the cumulate crystallization of most of the Nizhnii Tagil massif dunites in the intrusive chamber. Numerical modeling based on the compositions of heated multiphase silicate inclusions in accessory Cr-spinels demonstrates that olivines and Cr-spinels from the studied dunites crystallized at 1430 to 1310 °C and then olivine formation continued to 1280 °C during the evolution of melts.

*Physicochemical conditions of crystallization, silicate melt inclusions, Cr-spinels, dunites, Pt-bearing ultramafic massifs*

---

## ВВЕДЕНИЕ

Массивы платиноносного пояса Урала привлекают внимание многочисленных исследователей, и в целом дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы урало-аляскинского типа к настоящему времени изучены достаточно детально. При этом, несмотря на возрастающий поток информации, вопросы генезиса пород из данных массивов продолжают оставаться предметом дискуссий. Особенно это касается дунитов, в качестве возможных механизмов формирования которых рассматривались следующие процессы: кристаллизация из расплава; метасоматическое образование по гарцбургитам, клинопироксенитам или более ранним дунитам; метаморфическое и реститовое происхождение [Иванов, 1997].

Большая часть исследователей считает, что дуниты платиноносного пояса Урала имели первоначально магматогенное происхождение [Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Иванов, 1997; Пушкарев и др., 2007; Шмелев, 2007; Krause et al., 2007; Шмелев и др., 2010; Шмелев, Филиппова, 2010]. Последующая история этих гипербазитов была связана с процессами деформации и перекристаллизации [Иванов, 1997; Шмелев и др., 2010; Шмелев, Филиппова, 2010].

Особые проблемы возникают при расшифровке параметров первичных высокотемпературных расплавов, принимавших участие в формировании ультраосновных платиноносных массивов. Представления о составе магм, из которых образовался дунит-пироксенит-габбровый комплекс платиноносного пояса Урала, существенно расходятся [Ферштатер, Пушкарев, 1987, 1992; Иванов, Шмелев, 1996; Ферштатер и др., 1999; Пушкарев, 2000; Krause et al., 2007; Пучков, 2010]. В частности, имеются данные, показывающие возможность формирования этих комплексов в ходе кумуляции минералов из анкармитовых расплавов, приводящей к кристаллизации дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро [Krause et al., 2007]. В других публикациях говорится о том, что, согласно расчетам, первичный расплав, родоначальный для массивов урало-аляскинского типа, должен иметь состав, близкий к тылаитам [Ферштатер, Пушкарев, 1987, 1992; Пушкарев, 2000].

Отмеченные выше проблемы, связанные с выяснением параметров кристаллизации ультрабазитов платиноносного пояса Урала, не всегда могут быть однозначно решены с помощью традиционных геолого-петрологических, минералогических и геохимических методов. В то же время исследования образцов гипербазитов, собранных в Сибири, на Урале, на Дальнем Востоке, а также в Центральной Атлантике показали, что перспективным путем получения прямой информации о генезисе ультраосновных пород является анализ хромшпинелидов и находящихся в них силикатных включений [Симонов и др., 2007, 2009, 2010, 2011, 2012, 2015; Бенедюк и др., 2015]. В этом отношении для ультраосновных массивов платиноносного пояса Урала весьма важными представляются проведенные ранее исследования первичных (сингенетичных) многофазных силикатных микровключений в рудном хромите Нижнетагильского массива, захваченных в процессе роста минерала и представляющих реликты остаточного межгранулярного относительно низкотемпературного (до 800 °C) расплава [Пушкарев и др., 2007]. Таким образом, в данном случае можно говорить, что с помощью анализа силикатных микровключений в хромшпинелидах оказалось возможным рассмотреть особенности минералообразующих процессов на заключительной стадии развития магматической системы, участвовавшей в формировании рудных хромитов в ультраосновных массивах Уральско-аляскинского платиноносного пояса. Однако вопросы, связанные с ролью и физико-химическими параметрами высокотемпературных (свыше 1200 °C) магматических расплавов в ходе кристаллизации дунитов платиноносных комплексов Урала, остаются открытыми.

В последнее время при исследовании образцов мелкозернистых дунитов из Нижнетагильского массива нам удалось найти и изучить в аксессуарных хромшпинелидах первичные многофазные силикатные включения, представляющие (судя по проведенным нами экспериментальным и аналитическим работам, результаты которых приводятся в данной статье) раскристаллизованные микропорции высокотемпературных расплавов, захваченных минералом в процессе его роста в магматической камере.

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВА

Нижнетагильский массив является составной частью платиноносного пояса Урала, протянувшегося с севера на юг вдоль 60-го меридиана более чем на 900 км. Он расположен на Среднем Урале в 50 км к юго-западу от г. Нижний Тагил. Массив образует в плане вытянутое в субмеридиональном направлении эллипсоидное тело протяженностью около 14 км, при ширине выходов до 6 км (рис. 1). Центральное ядро Нижнетагильского массива сложено дунитами, площадь выходов которых составляет до 29 км<sup>2</sup>, что делает его самым крупным из известных дунитовых тел платиноносного пояса Урала. Дуниты окружены каймой оливиновых клинопироксенитов мощностью от 100 до 2000 м. Клинопироксениты образуют также несколько линзообразных тел в дунитах протяженностью до 0.5—1.5 км. В северо-восточной части массива в пределах клинопироксенитовой каймы отмечаются небольшие участки, сложенные тылаитами и дунитами [Ферштатер, Пушкарев, 1992; Пушкарев и др., 2007; Шмелев и др., 2010].

Большая часть хромплатиновых проявлений и месторождений Нижнетагильского массива попадает в зону, которая в геологическом отношении представляет собой область перехода между краевыми высокотемпературными мелкозернистыми дунитами и крупнозернистыми низкотемпературными дунитами центрального ядра [Шмелев и др., 2010].

**Дуниты** представлены в основном массивными средне- и крупнозернистыми серпентинизированными породами с вкрапленностью хромита, хорошо заметной на желтовато-бурой поверхности выветривания. Серпентин, составляющий до 50—90 % объема породы, практически полностью исчезает в образцах керна скважин, начиная с глубины порядка 400 м [Заварицкий, 1956; Волченко и др., 2007; Шмелев и др., 2010].

Ранее было показано [Иванов, Рудашевский, 1987], что составы оливина и хромшпинелида зависят от структурного типа дунитов, отражающего степень перекристаллизации первичных дунитов. От мелкозернистых к крупнозернистым и пегматоидным разностям дунитов растет магнезиальность оливина и хромшпинелида, увеличивается содержание в последнем хрома [Шмелев и др., 2010].

Мелкокристаллический хромшпинелид присутствует в дунитах в виде кумулюсных зерен небольшого (до 0.1—0.5 мм) размера либо в виде включений в оливине. Эти эвгедральные хромшпинелиды являются маркерами ранних стадий магматической кристаллизации ультрабазитов. Крупный ( $\geq 1$ —3 мм) хромшпинелид встречается в виде неправильных ксеноморфных зерен (и агрегатов), образованных в процессе собирательной перекристаллизации [Шмелев, Филиппова, 2010].

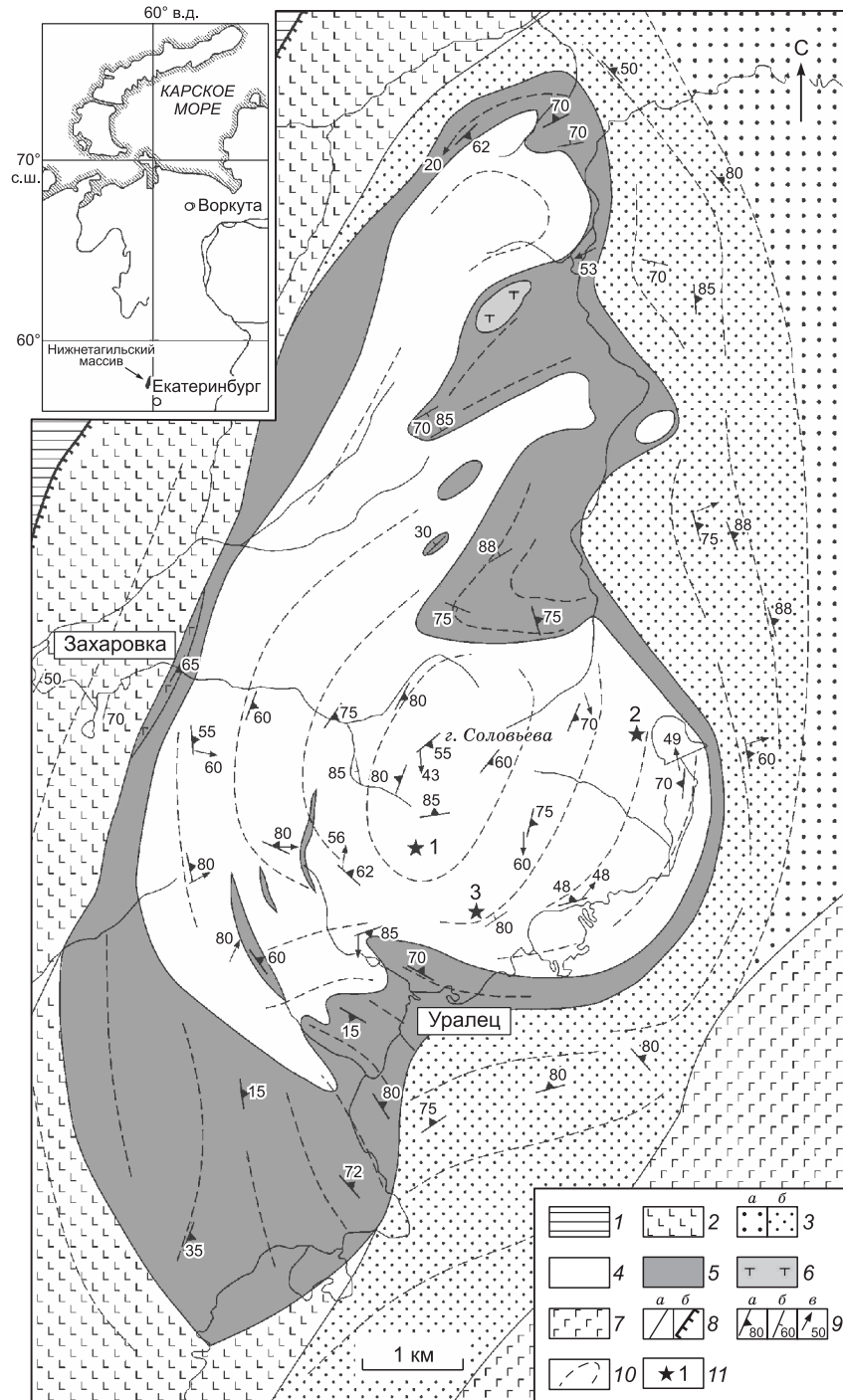
Хромит в дунитах нередко сгруппирован в шпиры, прожилки и сгущения сложной морфологии, а также обнаруживает шпировидно-полосчатое распределение. С полосчатостью обычно совпадает выявляемая в шлифах минеральная уплощенность зерен [Шмелев, Филиппова, 2010]. Для хромитовых тел характерно большое разнообразие форм и структурно-текстурных типов. На основе взаимоотношений с вмещающими дунитами выделяются син- и эпигенетические руды [Заварицкий, 1928]. Сингенетические скопления хромита характеризуются постепенными переходами с окружающими дунитами и близки к ним по времени и условиям образования. Температура оливин-хромитового равновесия дунитов и сингенетических хромититов Нижнетагильского массива близка и составляет 1100—1200 °С [Чашухин и др., 2002]. Эпигенетические руды обычно формируют жильные и линзовидные тела с резкими контактами с вмещающими дунитами. Хромиты из этих руд не несут следов высокотемпературных пластических деформаций, типичных для вмещающих дунитов [Пушкарев и др., 2007]. Температура оливин-хромитового равновесия для данного типа руд не превышает 750—800 °С [Чашухин и др., 2002].

**Клинопироксениты** выделяются на фоне дунитов темно-серой окраской, массивным мелко- и среднезернистым сложением. Вблизи западного и юго-восточного контактов массива они приобретают тонкозернистый облик. В направлении к краевой части комплекса устанавливается смена оливиновых и мономинеральных клинопироксенитов магнетитсодержащими разновидностями [Шмелев, Филиппова, 2010]. В большинстве случаев пироксениты состоят из 80—95 % клинопироксена, 5—15 % оливина, паргасита и мелкой вкрапленности титаномагнетита [Шмелев и др., 2010].

**Тылаиты** (меланократовые порфиновые оливин-клинопироксеновые породы) выполнены на 30—40 % идиоморфными вкрапленниками клинопироксена, содержащими включения оливина, флогопита и рудного минерала. Основная масса породы сложена клинопироксеном, оливином, флогопитом, титаномагнетитом и зеленой шпинелью [Ферштатер, Пушкарев, 1992; Шмелев и др., 2010].

Каменный материал для выяснения физико-химических условий кристаллизации ультрабазитов Нижнетагильского массива собран авторами статьи в результате полевых работ, в ходе которых были отобраны образцы дунитов по профилю юго-восточного простирания через массив по дороге Захаровка — Уралец и затем на восток по трассе газопровода. Часть образцов была собрана во время геологической экскурсии XI Всероссийского петрографического совещания в 2010 г. Следует подчеркнуть, что крупнозернистые, крупнокристаллические, пегматоидные дуниты, а также ультраосновные породы с линзами, шпирами, жилами и другими проявлениями рудных хромитов не опробовались, а основное

внимание было уделено мелкозернистым дунитам с акцессорными хромитами. На схеме геологического строения Нижнетагильского массива отмечены места отбора только тех проб мелкозернистых дунитов, в акцессорных хромшпинелидах из которых были изучены многофазные силикатные включения (см. рис. 1).



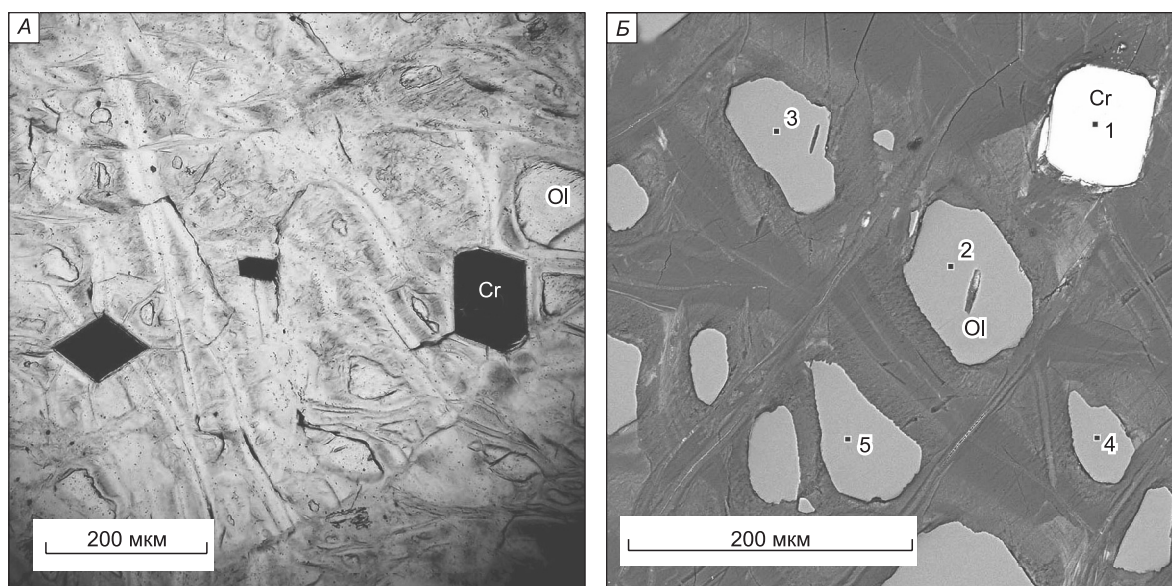
**Рис. 1. Схема геологического строения Нижнетагильского массива, по [Шмелев, Филиппова, 2010] с изменениями авторов.**

1 — шельфовые и континентально-склоновые осадочные образования; 2 — базальты, андезибазальты, зеленые сланцы; 3 — метабазальтоиды: *a* — мелкозернистые амфибол-плагиоклазовые породы, *б* — амфиболиты; 4–6 — Нижнетагильский массив: 4 — дуниты, 5 — клинопироксениты и верлиты, 6 — тылаиты; 7 — габбро-пироксенитовый комплекс; 8 — геологические границы: *a* — межформационные, *б* — тектонические; 9 — элементы залегания: *a* — полосчатость и минеральная уплотненность, *б* — сланцеватость, *в* — линейность; 10 — ориентировка плоскостных структур; 11 — точки отбора образцов мелкозернистых дунитов, в хромшпинелидах из которых были найдены расплавленные включения (1 — обр. NT-6, 2 — обр. NT-8, 3 — обр. УрНТ-7).

Необходимо подчеркнуть, что основной задачей исследований было определение с помощью анализа включений в хромшпинелидах физико-химических параметров наиболее высокотемпературных магматических расплавов, принимавших участие в кристаллизации дунитов Нижнетагильского массива. В связи с этим, основой для выбора образцов, изучение которых могло принести максимум достоверной информации об особенностях высокотемпературных этапов формирования дунитов, послужили данные предыдущих исследователей. Прежде всего, основное внимание уделялось дунитам, в которых хромшпинелиды присутствуют в виде эвгедральных зерен небольшого (до 0.1—0.5 мм) размера, являясь маркерами ранних стадий магматической кристаллизации ультрабазитов [Шмелев, Филиппова, 2010]. Во-вторых, учитывая то, что составы оливина и хромшпинелида зависят от структурного типа дунитов, отражающего степень перекристаллизации первичных дунитов от мелкозернистых к крупнозернистым и пегматоидным разностям [Иванов, Рудашевский, 1987; Шмелев и др., 2010], предпочтение отдавалось мелкозернистым разностям. В-третьих, принималась во внимание ранняя информация, свидетельствующая о том, что крупнозернистые дуниты характеризуются более низкими температурами оливин-хромитового равновесия по сравнению с мелкозернистыми [Чашухин и др., 2002]. В итоге проводился целенаправленный отбор образцов мелкозернистых дунитов с хорошо ограненными кристалликами аксессуарных хромшпинелидов, которые, судя по данным предыдущих исследователей, в наибольшей степени соответствуют высокотемпературным первичным дунитам.

В целом было изучено 25 оригинальных образцов дунитов Нижнетагильского массива и только для трех из них удалось получить информацию о силикатных включениях в аксессуарных хромшпинелидах. Анализ местоположения отбора трех образцов мелкозернистых дунитов, в аксессуарных хромшпинелидах из которых были найдены многофазные включения, показал, что они находятся преимущественно вне участков развития крупнозернистых, перекристаллизованных дунитов, отмеченных на рис. 1 в работе [Пушкарев и др., 2007]. При этом две точки приурочены фактически к краевым частям Нижнетагильского гипербазитового массива (см. рис. 1), в которых дуниты обладают меньшей крупностью зерна [Шмелев и др., 2010].

Исследования внешнего облика этих трех образцов и приготовленных из них препаратов свидетельствуют о том, что нами изучались мелкозернистые (с размерами зерен оливина менее 1—2 мм) дуниты, содержащие мелкие (до 100—300 мкм) зерна аксессуарных хромшпинелидов. Анализ шлифов показал, что рассмотренные дуниты представлены массивными мелкозернистыми серпентинизированными породами с аллотриоморфно-зернистой структурой и мелкой вкрапленностью идиоморфного хромита (рис. 2). Они в разной степени изменены с содержанием петельчатого тонковолокнистого серпентина от 35 до 80 %. Серпентин развивается как по краям зерен оливина, так и в виде трещин внутри них, разбивая на фрагменты различной формы. Микрофрагменты оливина (с размерами 50—300 мкм) в серпентинитовой массе (см. рис. 2) под микроскопом (при скрещенных николях) могут одновременно погасать в пре-



**Рис. 2. Внутреннее строение мелкозернистых дунитов, в аксессуарных хромшпинелидах из которых были найдены многофазные силикатные включения.**

*А* — фотография шлифа, оптический микроскоп OLYMPUS BX51, без анализатора; *Б* — фотография пластинки, электронный микроскоп MIRA 3 LMU. Cr — хромшпинелид, Ol — оливин, волокнистая масса — серпентин. 1 — хромит (ан. 21, см. табл. 2), 2—5 — оливины (ан. 7—10, см. табл. 1).

Таблица 1. Представительные анализы (мас. %) оливинов из исследованных образцов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fe #
1	41.01	н.о.	н.о.	7.11	0.17	51.40	0.15	0.15	99.99	7.20
2	40.92	»	»	7.28	0.16	51.25	0.14	0.25	100.00	7.38
3	40.79	»	»	7.62	0.17	50.89	0.23	0.29	99.99	7.75
4	40.74	0.13	»	7.58	0.16	51.01	0.20	0.18	100.00	7.70
5	41.08	н.о.	»	7.40	0.21	50.79	0.22	0.30	100.00	7.56
6	40.81	0.15	»	7.35	0.14	51.16	0.13	0.27	100.01	7.46
7	40.74	н.о.	»	7.64	0.18	50.94	0.18	0.32	100.00	7.76
8	40.63	»	»	7.81	0.23	50.92	0.18	0.23	100.00	7.92
9	40.98	»	»	7.78	0.19	50.88	0.17	0.00	100.00	7.90
10	40.90	»	»	7.95	0.15	50.57	0.24	0.18	99.99	8.11
11	40.48	»	»	7.97	0.22	50.86	0.22	0.24	99.99	8.08
12	40.80	»	»	7.81	0.00	50.87	0.19	0.33	100.00	7.93
13	40.82	0.14	»	7.90	0.22	50.45	0.26	0.21	100.00	8.08
14	40.73	н.о.	»	8.08	0.16	50.66	0.21	0.16	100.00	8.22
15	40.91	»	1.12	8.17	н.о.	47.67	2.13	н.о.	100.00	8.77
16	41.66	»	1.59	7.27	н.о.	47.77	1.72	»	100.01	7.87
17	40.53	»	1.37	10.14	0.21	46.62	0.76	0.37	100.00	10.88
18	39.91	»	1.58	9.38	0.00	47.72	0.79	н.о.	99.38	9.93
19	41.29	0.65	1.00	13.21	0.33	41.46	1.80	»	99.74	15.17
20	39.89	0.65	1.51	10.01	0.30	46.15	1.32	»	99.83	10.85
21	40.49	0.77	1.98	13.87	0.41	40.19	2.00	»	99.71	16.22
22	41.20	0.33	0.96	7.14	0.00	49.20	1.17	»	100.00	7.53
23	40.60	0.68	1.83	9.68	0.19	45.59	1.23	»	99.80	10.65
24	41.82	н.о.	0.95	4.53	н.о.	52.21	0.14	0.35	100.00	4.64
25	39.47	0.26	2.14	8.98	»	48.97	0.17	н.о.	99.99	9.33

Примечание. 1—14 — оливины из основной массы дунитов; 15—23 — оливины из прогретых расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах (15—21 — ограненные кристаллики, 22, 23 — недоплавленные фазы); 24, 25 — отдельные кристаллики оливина в аксессуарных хромшпинелидах. Fe# = 100·Fe/(Fe + Mg). 1—6, 15—18, 21—25 — обр. NT-6; 7—14, 19, 20 — обр. NT-8; 21 — обр. УрНТ-7. 15—25 — электронный микроскоп LEO 1430 VP, остальные анализы — электронный микроскоп MIRA 3 LMU. Здесь и далее: н.о. — ниже предела определения, результаты анализов на электронном микроскопе нормированы к 100 %.

делах небольших (до 1—2 мм) разноориентированных зерен серпентинизированного оливина. Таким образом, учитывая и этот факт, когда из микрореликтов с одинаковым погасанием образуются более крупные (в нашем случае максимум 1—2 мм) зерна оливина, изученные дуниты представляют собой достаточно мелкозернистые породы, структуры которых вряд ли можно отнести к средне- и крупнозернистым. Необходимо отметить, что каких-либо признаков пластических или хрупких деформаций в оливинах из рассмотренных мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива не наблюдается.

Анализы сохранившихся зерен оливина в рассмотренных мелкозернистых дунитах (табл. 1) показывают соответствие составов с опубликованными ранее данными [Шмелев и др., 2010] по оливинам дунитов Нижнетагильского массива. Аксессуарные хромиты имеют формы хорошо ограненных кристалликов размерами до 300 мкм. Более крупные хромитовые сегрегации отсутствуют. Составы аксессуарных хромшпинелидов из изученных мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива приведены в табл. 2.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследовались монофракции аксессуарных хромшпинелидов, выделенные из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива. Учитывая то, что изученные хромиты практически не прозрачны 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., 2009, 2011]. Прежде всего, под бинокулярным микроскопом отбирались мел-

Таблица 2. Представительные анализы (мас. %) хромшпинелидов из исследованных образцов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#	Cr#
1	0.06	0.38	9.02	50.12	30.68	0.20	9.52	0.04	0.05	100.10	46.8	78.85
2	0.03	0.35	9.00	50.19	30.90	0.28	9.46	0.01	0.05	100.30	46.57	78.91
3	0.03	0.35	8.94	50.60	30.18	0.22	9.48	0.01	0.05	99.91	46.76	79.15
4	0.04	0.35	8.99	50.56	30.48	0.21	9.47	0.00	0.07	100.24	46.58	79.05
5	0.12	0.39	9.19	49.63	31.53	0.17	8.80	0.07	0.06	100.01	43.39	78.37
6	0.04	0.36	9.07	49.30	31.29	0.22	8.91	0.01	0.06	99.31	44.33	78.48
7	0.04	0.39	9.08	50.33	31.35	0.18	8.99	0.00	0.05	100.48	44.14	78.81
8	0.02	0.37	9.06	50.01	31.49	0.28	8.85	0.01	0.01	100.17	43.76	78.74
9	0.09	0.40	7.51	48.16	34.67	0.22	8.06	0.00	0.08	99.25	40.48	81.14
10	0.09	0.41	7.41	48.34	35.49	0.32	7.92	0.00	0.05	100.08	39.61	81.4
11	н.о.	0.41	9.32	50.21	30.98	н.о.	9.08	н.о.	н.о.	100.00	44.44	78.33
12	»	0.54	9.18	49.81	30.66	»	9.80	»	»	100.00	47.6	78.45
13	»	0.25	10.08	52.08	27.07	»	10.52	»	»	100.00	51.06	77.61
14	»	0.39	9.84	53.72	24.94	»	11.11	»	»	100.00	53.61	78.55
15	»	0.38	10.32	52.49	26.36	»	10.45	»	»	100.00	50.56	77.33
16	»	0.53	7.61	48.49	34.45	»	8.17	»	»	100.00	41.22	81.04
17	»	0.34	9.59	52.06	27.74	»	10.27	»	»	100.00	49.92	78.46
18	»	0.44	10.10	52.27	26.86	»	10.33	»	»	100.00	49.98	77.64
19	»	0.34	9.95	52.92	25.82	»	10.98	»	»	100.00	53.05	78.11
20	»	0.39	10.05	53.32	25.45	»	10.79	»	»	100.00	52.14	78.07
21	»	0.46	7.42	49.29	34.51	0.79	7.53	»	»	100.00	38.32	81.67
22	0.15	0.41	7.84	49.23	33.97	0.53	7.85	»	»	99.98	39.35	80.82
23	0.13	0.44	10.03	51.46	27.81	0.59	9.54	»	»	100.00	46.97	77.49
24	0.15	0.38	10.33	50.82	29.05	н.о.	9.28	»	»	100.01	44.99	76.75
25	7.38	0.30	10.27	44.97	22.96	»	11.52	2.06	»	99.46	46.81	74.60
26	4.69	0.25	16.35	46.04	17.60	»	13.69	0.98	»	99.60	56.57	65.39
27	3.17	0.25	17.95	44.87	18.16	»	14.87	0.66	»	99.93	63.18	62.64
28	3.71	0.25	12.67	46.09	22.22	»	14.17	0.74	»	99.85	60.30	70.93
29	3.06	0.24	10.67	47.55	24.55	0.60	12.21	0.90	»	99.78	55.20	74.93
30	1.83	0.39	10.06	50.05	24.86	н.о.	12.49	0.33	»	100.01	56.63	76.95

Примечание. 1—24 — аксессуарные хромшпинелиды из основной массы дунитов; 25—30 — микрокристаллики хромшпинелидов из прогретых расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах. Mg # = Mg·100/(Mg + Fe<sup>2+</sup>), Cr# = Cr·100/(Cr + Al). 1—8, 11, 12 — обр. УрНТ-7; 9, 10, 21, 22 — обр. NT-8; 13—20, 23—30 — обр. NT-6. 1—10 — анализы на микроанализаторе Camebax-Micro; 11—20, 25, 30 — анализы на электронном микроскопе LEO 1430 VP; 21—24, 26, 29 — анализы на электронном микроскопе MIRA 3 LMU.

кие преимущественно идиоморфные кристаллики хромшпинелидов (близкие по форме к аксессуарному хромиту, см. рис. 2) и их обломки. Отобранная проба (около 100—200 зерен хромшпинелидов фракции 0.50—0.25 мм) помещалась в графитовый микроконтейнер с внутренними размерами в первые миллиметры. Микроконтейнеры плотно закрывались графитовыми крышками и подвергались нагреву в микротермокамере. Хромшпинелиды, помещенные в контейнеры, находились при температурах свыше 1100 °С в восстановительных условиях в результате реакции воздушного кислорода с графитом. Эксперименты при высоких температурах проводились на основе предыдущих работ, посвященных исследованию расплавных включений [Магматогенная кристаллизация..., 1975; Соболев и др., 1976; Бакуменко, 1986; Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994], с учетом малой вязкости расплавов и сведения к минимуму возможности растворения матрицы хромита-хозяина: нагрев до 1000—1100 °С (8—10 мин), постепенный нагрев до 1320—1330 °С (10 мин), закалка. Для максимального превращения расплава во включениях в гомогенное стекло проводилась закалка в воде.

Выбор температурного режима (нагрев до 1320—1330 °С) определялся, прежде всего, тем, что основной задачей высокотемпературных экспериментов было расплавить содержимое силикатных микровключений в хромшпинелидах и получить при закалке стекло, которое затем анализировалось на микрозонде, сканирующем микроскопе и с помощью метода LA-ICP-MS. В связи с этим, большое зна-

чение представляет имеющийся у авторов опыт подобных экспериментов, показавший, что нагрев до 1270—1300 °С вполне был достаточен для расплавления содержимого включений в хромшпинелидах из базит-гипербазитовых комплексов и получения гомогенного стекла при закалке [Симонов и др., 2007, 2009]. Учитывая ультраосновной характер рассматриваемого массива, свидетельствующий о высокомагнезиальных магматических расплавах, из которых могли кристаллизоваться минералы, а также результаты экспериментов с включениями в хромитах из дунитов платиноносных Кондерского и Инаглинского массивов (Сибирская платформа) [Симонов и др., 2011], температуры опытов с хромшпинелидами из Нижнетагильского массива были в целом выше (до 1320—1330 °С), чем в предыдущих случаях.

Прогретые и закаленные пробы хромшпинелидов помещали в алюминиевые шашки, заливали эпоксидной смолой, и практически все зерна хромитов вскрывались при шлифовке и полировке. Препарат тщательно просматривался в отраженном свете на рудном микроскопе. Всего были изучены под микроскопом результаты 12 успешных опытов (около 1800 зерен хромита) и только в 16 зернах из трех образцов хромшпинелидов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива были найдены силикатные микровключения. Для того чтобы выяснить, как могли выглядеть прогретые включения до экспериментов, повторно отбирались монофракции аксессуарных хромитов из этих трех образцов. Исследования препаратов из негретых хромитов позволили найти и изучить разнообразные типы силикатных микровключений. Все экспериментальные работы проводились в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Составы хромшпинелидов и стекол включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (ИГМ СО РАН). Пределы обнаружения (мас. %) компонентов этим методом следующие:  $\text{SiO}_2$  — 0.007,  $\text{TiO}_2$  — 0.032,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0.011,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0.019,  $\text{FeO}$  — 0.019,  $\text{MnO}$  — 0.034,  $\text{MgO}$  — 0.011,  $\text{CaO}$  — 0.008,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0.017,  $\text{K}_2\text{O}$  — 0.009,  $\text{Cl}$  — 0.017,  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0.011. Стандартами при анализе на микрозонде служили природные и синтетические минералы, а также стекла — ортоклаз (Or), альбит (Ab), диопсид (Di), базальтовое стекло (Gl).

Значительное количество данных было получено при анализе оливинов, хромшпинелидов, а также стекол и микрофаз во включениях с помощью электронных сканирующих микроскопов LEO 1430 VP (Leo Electron Microscopy Ltd с системой микроанализа INCA Energy 350x3 Premium (Oxford Instruments Ltd)) и MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd)). Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе электронного пучка 0.4 нА (LEO) и 1.5 нА (MIRA). Время набора спектров на образцах — 50 с (LEO) и 20 с (MIRA). Погрешность определения основных компонентов ( $C > 10$ —15 мас. %) обычно не превышает 1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1—10 мас. % лежит в диапазоне 2—6 отн. % и обычно не превышает 10 отн. %. При концентрациях вблизи предела определения (0.2—0.3 мас. %) погрешность может достигать 20—30 отн. % [Лаврентьев и др., 2015].

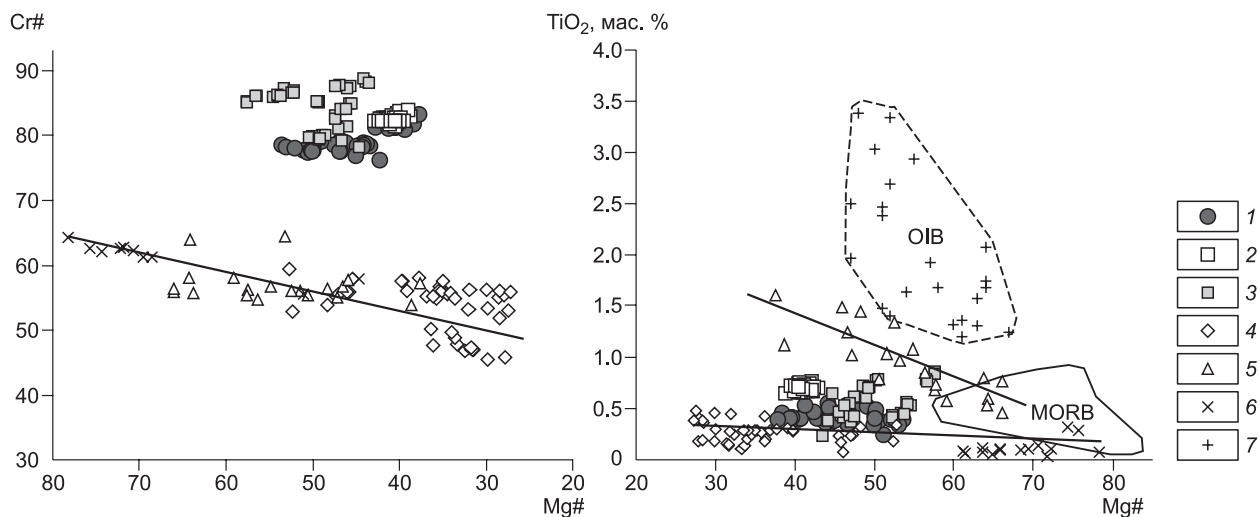
Содержания редких элементов в прогретых расплавных включениях определены методом LA-ICP-MS в Австралийском национальном университете (Research School of Earth Sciences, Australian National University). Аблиция образца производилась лазером ArF Excimer с энергией 100 мДж. Длина волны лазера составляла 193 нм, диаметр пучка 16 мкм. Аблиция происходила с частотой 5 Гц в газовой смеси He—Ar—H<sub>2</sub>. После аблиции материал образца вместе с газовой смесью поступал в масс-спектрометр Agilent 7500 [Eggins et al., 1998]. Концентрации были рассчитаны относительно внешнего международного стандарта NIST-610, состав редких элементов во включениях — исходя из концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , предварительно определенных микрозондом [Halter et al., 2002].

## ХРОМШПИНЕЛИДЫ

Составы хромитов из ультраосновных пород платиноносного пояса Урала рассматривались во многих публикациях [Иванов, Рудашевский, 1987; Иванов, 1997; Волченко и др., 2007; Пушкарев и др., 2007; Krause et al., 2007; Шмелев и др., 2010]. В нашем случае представляют интерес главным образом хромшпинелиды с изученными силикатными микровключениями. В связи с этим, в данном разделе приводятся, прежде всего, характеристики аксессуарных хромшпинелидов (с включениями) из образцов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива. При этом для определения состава минерала-хозяина в основном анализировались участки хромшпинелидов, находящиеся рядом с включениями. С целью выяснения особенностей вероятного взаимодействия силикатных микровключений с матрицей хромита-хозяина были проанализированы составы хромшпинелидов по детальному разрезу (с шагом 2—5 мкм) от границ включения. Особый интерес представляют новообразованные хромшпинелиды в прогретых включениях. Составы проанализированных хромитов приведены в табл. 2.

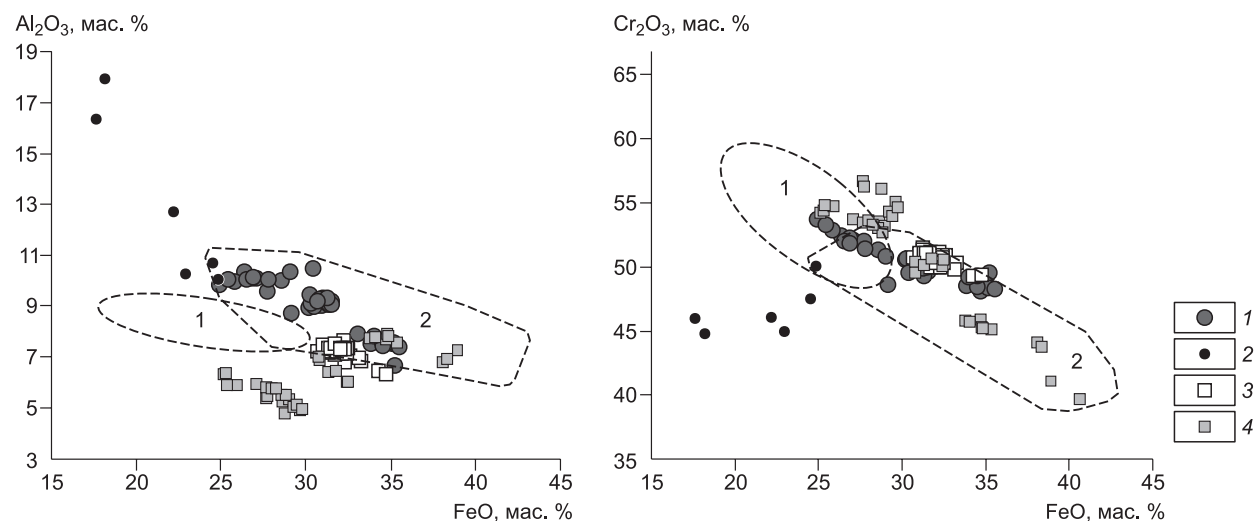
Необходимо отметить, что в целом в мировой литературе имеется громадный объем информации по хромшпинелидам из ультраосновных пород, поэтому, учитывая основную цель наших исследований, связанную с выяснением условий кристаллизации дунитов из высокотемпературных расплавов, сравне-





**Рис. 3. Зависимость значений хромистости (Cr#) и содержания  $\text{TiO}_2$  от магнезиальности (Mg#) для акцессорных хромшпинелидов из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

1 — акцессорные хромшпинелиды с включениями из мелкозернистых дунитов; 2—6 — хромшпинелиды: из дунитов Кондерского (2), Инаглинского (3) массивов (Сибирская платформа); из дунитов Карашатского массива (4, офиолиты Южной Тувы); из троктолитов района Сьерра-Леоне (5) и из перидотитов зоны разлома  $15^{\circ}20'$  с.ш. (6) в Центральной Атлантике; 7 — хромшпинелиды из базальтов Гавайских островов. Показаны поля хромшпинелидов из базальтов океанических островов (OIB) и срединно-океанических хребтов (MORB).  $\text{Cr\#} = \text{Cr} \cdot 100 / (\text{Cr} + \text{Al})$ ,  $\text{Mg\#} = \text{Mg} \cdot 100 / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ . Рисунок составлен с использованием материалов [Соболев, Никогосян, 1994].



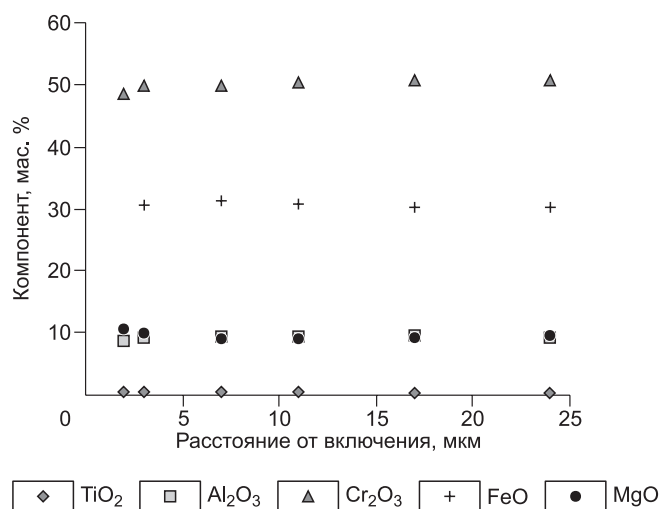
**Рис. 4. Зависимость значений  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  от содержания FeO для хромшпинелидов из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

1 — акцессорные хромшпинелиды с включениями, мелкозернистые дуниты; 2 — микрокристаллики хромшпинелидов из прогретых многофазных силикатных включений в акцессорных хромшпинелидах; 3, 4 — хромшпинелиды из дунитов Кондерского (3) и Инаглинского (4) массивов (Сибирская платформа). 1, 2 — поля рудных хромитов платинового месторождения Госшахта (1) и хромшпинелидов из первичных и перекристаллизованных дунитов (2), Нижнетагильский массив [Иванов, Рудашевский, 1987; Волченко и др., 2007; Шмелев и др., 2010].

ние полученных химических характеристик хромитов Нижнетагильского массива проводилось главным образом с данными по хромшпинелидам (с силикатными расплавленными включениями) из других ультраосновных комплексов, имеющих магматогенное происхождение [Симонов, Ковязин, 2009; Симонов и др., 2009, 2010, 2011].

Согласно значениям хромистости и магнезиальности, изученные акцессорные хромшпинелиды (содержащие силикатные микровключения) из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива практически соответствуют данным по хромитам из дунитов платиноносных Кондерского и Инаглинского массивов.

**Рис. 5. Содержания отдельных химических компонентов в хромшпинелиде на различном расстоянии от прогретого многофазного силикатного включения.**



ского массивов (Сибирская платформа). При этом устанавливаются отличия рассмотренных хромшпинелидов от минералов из гипербазитов современных и древних (офиолиты) океанических структур. Для хромшпинелидов из платиноносных массивов характерна высокая хромистость ( $Cr\# = 78\text{—}89\%$ ). Для вторых отмечается иная картина с формированием фактически единого тренда: падение  $Cr\#$  (от 65 до 45 %) при уменьшении  $Mg\#$  (от 78 до 28 %) (рис. 3). По содержанию титана хромшпинелиды платиноносных ультраосновных массивов (Нижнетагильского, Кондерского и Инаглинского) сопоставимы с хромитами из офиолитовых дунитов и из интрузивов Центральной Атлантики. В то же время значения  $TiO_2$  и  $Mg\#$  для первых в целом образуют локальные поля, в отличие от минералов из офиолитов и современной океанической коры, для которых устанавливаются широкие вариации и отчетливые тренды падения титана с ростом магнезиальности (см. рис. 3).

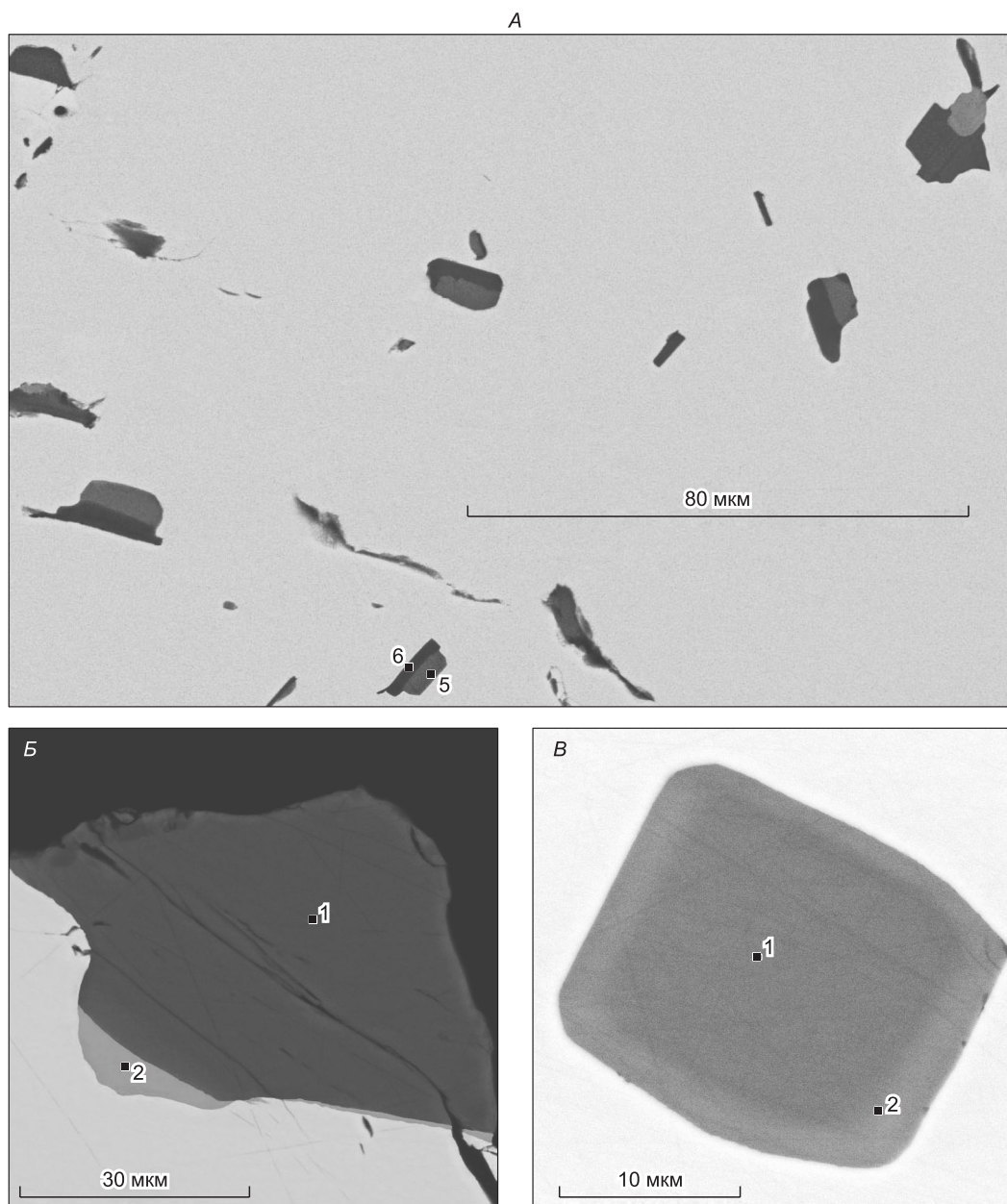
По соотношениям  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $FeO$  изученные хромшпинелиды (содержащие силикатные микровключения) из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива в большинстве своем располагаются в поле хромитов из первичных и перекристаллизованных дунитов, существенно отличаясь от рудных хромитов месторождения Госшахта (Нижнетагильский массив), для которых характерны меньшие содержания алюминия и железа при более высоких значениях хрома (рис. 4).

Были проведены анализы составов акцессорных хромшпинелидов-хозяев в непосредственной близости от наиболее крупных прогретых включений из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива на разных расстояниях от границы включения: 2, 3, 7, 11, 17, 24 мкм. Сравнение показало (рис. 5), что отличия в составе хромита можно видеть только для наиболее близкой точки (2 мкм от включения), и этот эффект объясняется захватом при анализе части силикатного содержимого самого включения, о чем прямо свидетельствуют данные о заметном содержании в этом случае  $SiO_2$  (около 1.84 мас. %), который отсутствует в других результатах. Таким образом, не обнаруживается следов миграции элементов из включения и не видно процессов взаимодействия силикатного расплава с матрицей хромита-хозяина, что прямо свидетельствует о герметичности содержимого включений в ходе высокотемпературных экспериментов.

#### СИЛИКАТНЫЕ МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В АКЦЕССОРНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДАХ ИЗ МЕЛКОЗЕРНИСТЫХ ДУНИТОВ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВА

В ходе обработки собранных образцов (25 шт.) дунитов Нижнетагильского массива были подготовлены монофракции акцессорных хромшпинелидов. Исследования этих проб показали, что только в случае трех образцов мелкозернистых дунитов (NT-6, NT-8, УрНТ-7) в акцессорных хромитах присутствуют силикатные микровключения. Большая часть этих включений исследовалась после высокотемпературных экспериментов, часть была изучена в негретых хромитах.

Как было подчеркнуто выше (в разделе про методы исследований), изученные акцессорные хромшпинелиды из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива не прозрачны и невозможно вести непосредственные наблюдения за включениями в процессе высокотемпературных экспериментов. В связи с этим, обнаружить сами включения и исследовать их содержимое мы можем исключительно после прогрева и закалки. Как выглядели эти включения до опытов, мы можем судить, только сравнивая с другими подобными включениями в негретых хромшпинелидах из этого же образца. В свою очередь, обнаруженные включения в негретых хромитах мы не можем нагревать, так как они уже вскрыты. Эти особенности в определенной мере накладывают некоторые ограничения на выводы об условиях петрогенезиса, основывающиеся на исследованиях включений в хромшпинелидах. В то же время тщательная выбраковка силикатных микровключений в хромшпинелидах (с удалением данных по отдельным самостоятельным кристаллическим фазам, случайным сросткам, а также по деформированным, явно негерметичным и связанным с видимыми трещинками включениям) и последующий анализ полученных результатов с выделением «полезного сигнала» в ходе сравнения с независимой инфор-



**Рис. 6. Фотографии минеральных фаз, представленных в виде отдельных кристалликов или сростков в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

Электронный микроскоп MIRA 3 LMU. *A* — сростки кристалликов: 5 — диопсид (1), 6 — высокохромистая и магниевая фаза (2); *B* — сросток кристаллических фаз: 1 — диопсид (3), 2 — железистый монтичеллит (4); *B* — микрокристаллик оливина: 1 — центр (5), 2 — край (6). *A* — негретый образец; *B, B* — после высокотемпературных экспериментов. В скобках указаны номера анализов в табл. 3.

мацией (данные по составам пород, свойства расплавных включений из других объектов, расчетное моделирование, корреляция характеристик включений и вмещающих их минералов), все это позволяет, как мы постараемся показать далее, определить с вполне достаточной степенью обоснованности физико-химические параметры высокотемпературных расплавов, принимавших участие при кристаллизации мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.

Проведенные исследования показали, что в аксессуарных хромшпинелидах из изученных образцов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива присутствует целый набор силикатных микровключений. Прежде всего, это многочисленные кристаллики и их случайные сростки, обладающие угловатыми неправильными формами, явно неравновесными с вмещающим хромитом. На рис. 6, *A*

Таблица 3. Анализы (мас. %) минеральных фаз, представленных в виде отдельных кристалликов или сростков в аксессуарных хромшпинелидах из исследованных образцов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива (обр. NT-6)

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Сумма
1	51.08	1.47	4.4	2.88	н.о.	17.31	22.86	н.о.	н.о.	0.00	100
2	32.18	11.81	15.13	8.41	»	20.89	5.6	1.39	4.59	0.00	100
3	54.94	0.40	0.44	1.13	»	17.56	25.34	0.18	н.о.	н.о.	100
4	39.58	1.25	1.98	19.13	0.38	15.38	21.96	0.34	»	»	100
5	41.82	0.00	0.95	4.53	0.00	52.21	0.14	н.о.	»	0.35	100
6	39.47	0.26	2.14	8.98	0.00	48.97	0.17	»	»	0.00	100

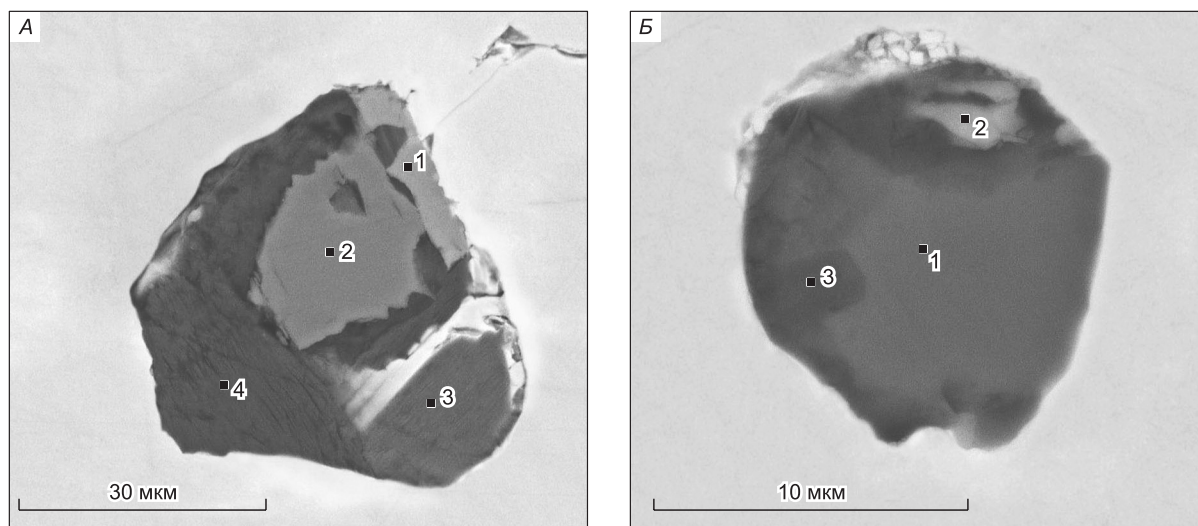
Примечание. 1, 2 — негретые образцы; 3—6 — прогретые образцы. 1, 3 — диопсид; 2 — высокохромистая и магнезиальная фаза; 4 — монтичеллит; 5, 6 — оливин. Анализы выполнены на электронном микроскопе MIRA 3 LMU.

можно видеть как выглядят до нагрева эти включения, представленные диопсидом (5) и высокохромистыми и магнезиальными фазами (6), находящимися в различных сочетаниях. Несомненно, что после высокотемпературных экспериментов химический состав в целом прогретого содержимого данных микровключений будет случайным, сильно варьируя от объекта к объекту. При этом внешний вид этих образований будет весьма далеким от типичных расплавных включений, имеющих обычно после прогрева равновесные формы с четкими границами. Подтверждением этому служит рис. 6, Б, на котором показан сросток кристаллических фаз (диопсид (1) + фаза, близкая по составу к железистому монтичеллиту (2)) после высокотемпературных экспериментов. Помимо сростков фаз в исследованных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива часто находятся хорошо ограненные микрокристаллики оливина (см. рис. 6, В), которые по своему составу отличаются от оливинов внутри прогретых многофазных включений и близки к породообразующим минералам основной массы дунитов (см. табл. 1). В целом необходимо подчеркнуть, что эти (и другие подобные им) силикатные микровключения (составы фаз приведены в табл. 3) представляют собой либо отдельные независимые кристаллики, либо набор случайных кристаллических фаз и, несомненно, не могут отвечать по своему валовому химическому составу включениям расплавов, захваченным растущим хромшпинелидом. Поэтому данные по этим объектам нами практически не использовались при выяснении условий петрогенезиса дунитов Нижнетагильского массива.

В связи с тем, что по своему расположению отмеченные выше кристаллические микровключения являются первичными, они были захвачены хромшпинелидом в процессе его роста. Таким образом, расплав, из которого росли аксессуарные хромшпинелиды дунитов Нижнетагильского массива, не был идеально гомогенным и содержал целый ряд микрокристаллических фаз, среди которых значительную роль играет диопсид. Подобные кристаллики клинопироксена были найдены нами в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива (Сибирская платформа). Тесная ассоциация этих кристалликов пироксена с расплавными включениями и особенности их химического состава, все это свидетельствует об их магматогенном происхождении [Симонов и др., 2011]. Учитывая полученные ранее данные по клинопироксену в хромшпинелидах из дунитов фактически эталонного гипербазитового комплекса, а также принимая во внимание первичный характер рассмотренных микровключений диопсида (захваченных хромшпинелидами из дунитов Нижнетагильского массива), можно вполне обоснованно говорить о кристаллизации последних из высокотемпературных расплавов. Впоследствии эти расплавы (содержащие микрокристаллики диопсида) принимали участие в формировании аксессуарных хромшпинелидов из дунитов Нижнетагильского массива.

Монтичеллит встречается в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива существенно реже, чем диопсид. Учитывая тесное совместное нахождение монтичеллита и диопсида (наблюдаются сростки фаз, см. рис. 6, Б) и их определенное химическое сходство (содержат сопоставимые количества кальция и магния, см. табл. 3), мы можем говорить о близких условиях их формирования в ходе магматогенной кристаллизации. Эти выводы подтверждаются опубликованными ранее данными о возможной кристаллизации монтичеллита в гипербазитах из магматического расплава [Годовиков, 1975].

Значительно реже, чем описанные выше силикатные кристаллические фазы, в негретых аксессуарных хромшпинелидах из изученных образцов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива присутствуют многофазные включения (10—40 мкм), располагающиеся равномерно в зернах хромита без видимой связи с залеченными трещинками. Формы включений округлые, равновесные с вмещающим хромитом и часто обладают некоторой огранкой. Судя по этим данным, включения являются первичными, захваченными растущим хромшпинелидом в процессе его роста. Включения содержат целый набор разнообразных фаз (рис. 7, табл. 4). Анализ на сканирующем электронном микроскопе показал, что в



**Рис. 7. Фотографии негретых многофазных силикатных расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

Электронные микроскопы MIRA 3 LMU (А) и LEO 1430 VP (Б). А: 1 — гранат (8), 2 — диопсид (1), 3 — флогопит (2), 4 — хлорит (7); Б: 1 — амфибол (5), 2 — высокохромистая и кальциевая фаза (9), 3 — амфибол (6). В скобках указаны номера анализов в табл. 4.

этих включениях чаще всего встречаются диопсид, флогопит, амфиболы и хлориты. Реже присутствуют гранат, фазы с высокими содержаниями хрома (до 8.6 мас. %) и кальция (19.8 мас. %), сульфидные фазы (с содержанием  $\text{CuO}$  до 37.3 мас. %). Наблюдаются также другие очень мелкие (до 1—2 мкм) и в связи с этим труднодиагностируемые фазы.

В целом по своему расположению в аксессуарном хромите, по своим равновесным и округлым (с некоторой огранкой) формам многофазные силикатные включения соответствуют включениям в прогретых хромшпинелидах. В то же время мы не можем сказать, как будут выглядеть эти включения после высокотемпературных экспериментов (так как они уже вскрыты и греть их нельзя), поэтому на рис. 7 приведены фактически примеры как могли выглядеть прогретые включения до нагрева. Причем это один из вариантов, когда не вскрыты оливины, недоплавленные реликты которых присутствуют в прогретых включениях.

Необходимо отметить, что современное состояние негретых многофазных включений является результатом преобразования их содержимого после его формирования из захваченного хромшпинелидом расплава. В ходе этих уже фактически относительно низкотемпературных процессов первоначально магматогенные фазы во включениях должны были в значительной мере заместиться ассоциацией

**Таблица 4. Представительные анализы (мас. %) отдельных фаз в негретых многофазных силикатных включениях в аксессуарных хромшпинелидах из исследованных образцов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива (обр. NT-6)**

№ п/п	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	Сумма
1	53.99	н.о.	1.03	1.51	1.92	н.о.	16.79	24.47	0.29	0.00	100.00
2	38.80	»	16.08	2.90	2.29	»	25.34	н.о.	0.70	9.39	95.50
3	43.30	»	12.11	3.39	3.44	»	19.50	12.11	3.07	1.08	98.00
4	41.07	»	14.27	2.97	2.91	»	22.57	10.50	2.97	0.73	97.99
5	43.62	»	12.18	3.11	3.35	»	19.41	12.20	3.08	1.06	98.01
6	39.21	»	14.81	3.48	2.92	»	24.86	9.44	2.39	0.88	97.99
7	28.95	»	17.75	2.42	1.84	»	34.52	н.о.	2.12	0.41	88.01
8	37.70	0.53	14.26	3.21	4.92	»	3.63	35.75	н.о.	н.о.	100.00
9	38.25	0.30	10.38	8.63	6.87	»	12.61	19.83	0.89	2.24	100.00

Примечание. 1 — диопсид; 2 — флогопит; 3—6 — амфибол; 7 — хлорит; 8 — гранат; 9 — фаза с высокими содержаниями хрома и кальция. 3—6, 8, 9 — анализы на электронном микроскопе LEO 1430 VP. 1, 2, 7 — анализы на электронном микроскопе MIRA 3 LMU.

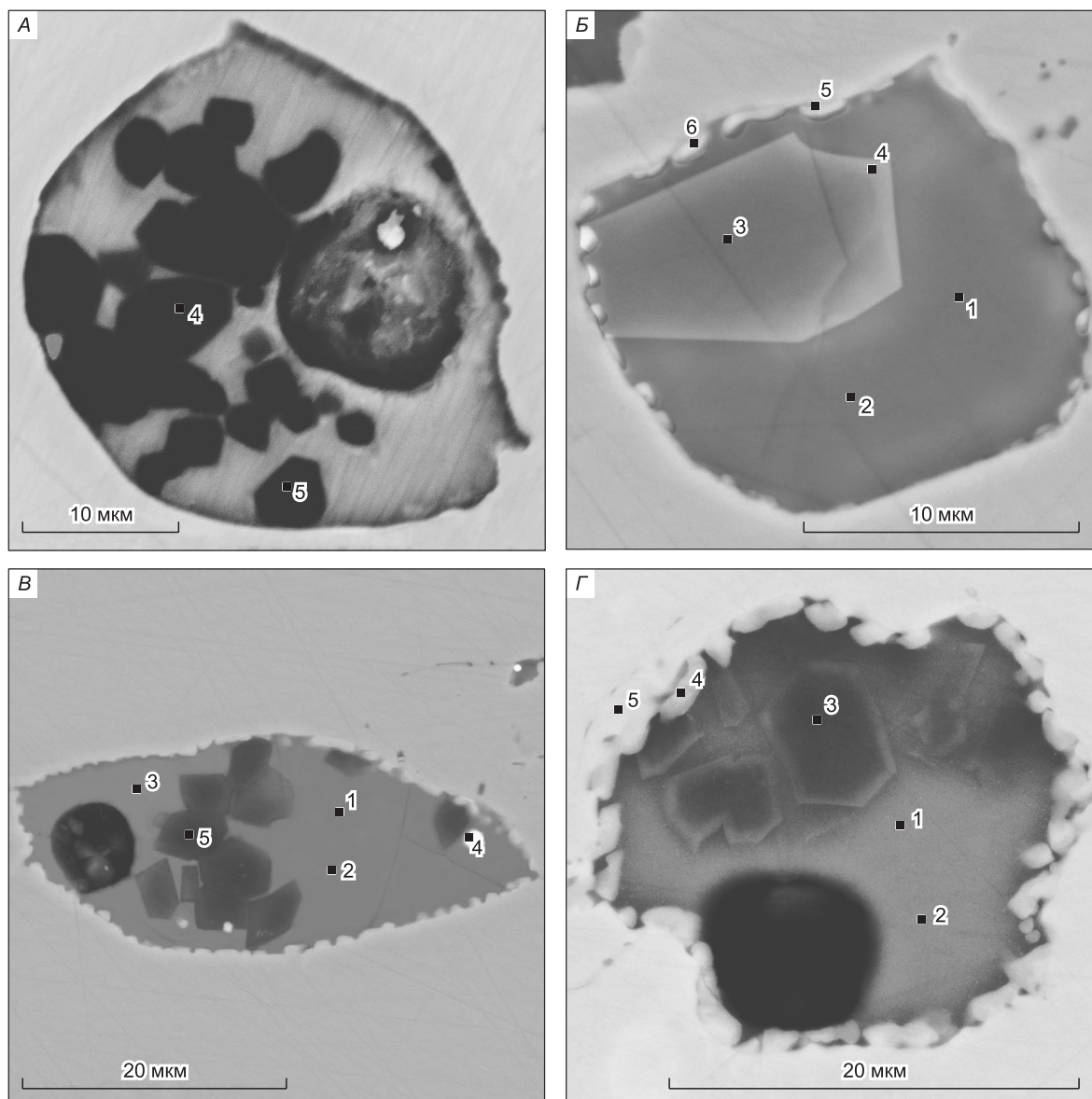
вторичных минералов. Таким образом, наличие в негретых включениях таких фаз, как хлориты, не означает кристаллизацию этих минералов прямо из высокотемпературных расплавов, а является, скорее всего, результатом сложных преобразований содержимого включений (после его формирования из водосодержащего расплава) во время длительной истории становления Нижнетагильского массива, происходившей, как и в случае других массивов платиноносного пояса Урала, в период от 570 до 400 млн лет [Шмелев и др., 2010].

Отсутствие оливинов в негретых включениях (см. рис. 7) связано главным образом с тем, что хромшпинелиды непрозрачны и мы можем рассмотреть включения только в отраженном свете на плоскости среза. Для того чтобы разобраться в соотношениях хотя бы основных фаз (в том числе и оливина) в негретых включениях, потребуется проведение значительного количества дополнительных работ с изготовлением десятков препаратов и просмотром тысяч полированных зерен хромита. Изучение такого большого количества материала необходимо, прежде всего, в связи с редкостью включений, которые (как показали проведенные исследования) можно найти примерно в одном из 100 просмотренных зерен хромита. Причем это касается только образцов, для которых уже доказано наличие в хромитах включений. В частности, для Нижнетагильского массива только в случае трех из 25 рассмотренных образцов дунитов удалось найти включения в хромшпинелидах. При этом необходимо учитывать то, что при подготовке препаратов выводятся на поверхность разные уровни (части) включений и, соответственно, фазовый состав и соотношения этих фаз будут различными, что еще больше усложняет ситуацию, так как найти оливин среди преобладающих в негретых включениях вторичных минералов становится еще более трудной задачей. После проведения высокотемпературных экспериментов все фазы во включениях (кроме наиболее высокотемпературных) переплавляются и в прогретых включениях оливины хорошо видны на фоне закалочного стекла (рис. 8).

В целом, учитывая, то что (как уже было отмечено выше) анализ негретых включений не может из-за значительной вторичной переработки их содержимого принести важную определяющую информацию о высокотемпературных (свыше 1200 °С) расплавах, вряд ли было бы целесообразным уделять основное внимание этим объектам, в ущерб прогретым расплавленным включениям с закалочным стеклом. Соответственно, главные выводы в статье основаны на исследованиях прогретых многофазных силикатных включениях в хромшпинелидах. Данные по негретым включениям приводятся в объеме, вполне достаточном для описания свойств прогретых включений до проведения с ними высокотемпературных экспериментов.

Наиболее интересную и важную информацию несут первичные многофазные включения в акцессорных хромшпинелидах из изученных образцов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива, содержимое которых прогрето во время высокотемпературных экспериментов до 1320—1330 °С. Согласно округлым с определенной огранкой внешним формам (см. рис. 8) и равномерному расположению в хромшпинелидах, они идентичны первичным многофазным включениям в негретых хромитах, но, как отмечалось выше, соотношение фаз до экспериментов в них было, скорее всего, иное, чем на рис. 7. Судя по облику вскрытых после высокотемпературных опытов прогретых включений, их первичное многофазное содержимое было расплавлено и в закаленных включениях наблюдалось стекло и округлый газовый пузырек (см. рис. 8, *А, В, Г*). В случае рис. 8, *Б* газовый пузырек наиболее вероятно был уничтожен при вскрытии включения в ходе подготовки препарата для анализа. Сферическая форма пузырьков свидетельствует об их формировании в равновесной системе газ—жидкость (расплав). Сферическую форму имеют и рудно-силикатные микроглобулы размерами в первые микроны (рис. 8, *В*), располагающиеся в стекле и содержащие до 28.78 мас. %  $\text{CuO}$ , 3.96 мас. %  $\text{NiO}$  и 28.78 мас. %  $\text{SiO}_2$ . Все эти факты (и, прежде всего, наличие четкого округлого газового пузырька в стекле) свидетельствуют о герметичности включений и сохранности их содержимого при высоких температурах. В большинстве случаев прогрева даже до 1320—1330 °С оказывалось недостаточным для полного расплавления и гомогенизации содержимого включений. В результате экспериментов после закалки в стекле часто наблюдаются недоплавленные реликты оливина, на которые обычно нарастают новообразованные оливины, формируя ограненные кристаллиты (см. рис. 8). При этом на стенки включений нарастают ограненные новообразованные хромиты (рис. 8, *Б—Г*). Результаты анализа состава недоплавленных оливинов, а также новообразованных оливина и хромшпинелида в прогретых включениях приведены в табл. 1, 2.

В целом прогретые и закаленные включения по своему фазовому содержимому варьируют от двухфазных (стекло + оливин, стекло + хромит) до пятифазных (стекло + газовый пузырек + оливин + хромит + рудная глобула). Промежуточное положение занимают трех и четырехфазные включения с различными вариациями фаз: стекло + оливин + хромит, стекло + оливин + хромит + рудная глобула, стекло + газовый пузырек + оливин, стекло + газовый пузырек + оливин + хромит. Необходимо подчеркнуть, что все они содержат гомогенное стекло, в котором в большинстве случаев располагается круглый газовый пузырек. Часть включений не содержит газовый пузырек, но это, скорее всего, как



**Рис. 8. Фотографии прогретых многофазных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

Электронный микроскоп LEO 1430 VP. Точки 1 и 2 на фотографиях Б—Г, т. 3 на В — силикатное стекло. Наблюдаются ограниченные кристаллики внутри включений (А — т. 4, 5; Б — т. 3, 4; В — т. 5; Г — т. 3) — оливины; светлые новообразованные фазы по границам включений (Б — т. 5, 6; Г — т. 4, 5) — хромиты; круглая светлая фаза во включении В (т. 4) — рудная глобула. А: 4, 5 — соответственно ан. 15, 16 в табл. 1; Б: 2 — ан. 16 в табл. 5; 3 — ан. 17 в табл. 1; 5 — ан. 25 в табл. 2; В: 2 — ан. 17 в табл. 5; 5 — ан. 23 в табл. 1; Г: 2 — ан. 18 в табл. 1; 5 — ан. 30 в табл. 2.

было отмечено выше, результат вскрытия включений при подготовке препаратов. По всей вероятности, такое разнообразие включений также зависит в основном от степени их вскрытия, так как, в частности, в заполненном расплавом включении газовый пузырек должен располагаться в относительно верхней части включения, а тяжелый оливин — в нижней.

Ранее при обсуждении полученных результатов исследования многофазных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива было высказано предположение, что в этих включениях в виде ксеногенных фаз могут быть захвачены породообразующие минералы, составляющие основную массу дунитов — оливины и хромиты. Анализ оливинов из прогретых включений (см. рис. 8) показал, что они резко отличаются по своему составу от породообразующих оливинов основной массы мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива и от оливинов, представленных в виде отдельных кристалликов (см. рис. 6, В) в хромшпинелидах (рис. 9, см. табл. 1). В частности, оли-

вины из прогретых включений (как недоплавленные реликты, так и хорошо ограненные кристаллики) обладают существенно большими значениями кальция (0.76—2.13 мас. %), чем минералы основной массы дунитов и отдельные кристаллики в хромитах (см. рис. 9). Подобные характеристики ( $\text{CaO} = 0.81\text{—}2.18$  мас. %) отмечены ранее для магматогенных оливинов из базальтоидов, лампроитов и габброидов [Дир и др., 1965; Corsaro et al., 2007; Prelevic et al., 2007; Mollo et al., 2011]. Таким образом, данные по составам минералов свидетельствуют о том, что оливины внутри прогретых включений не являются ксеногенными, т. е. это захваченные отдельные самостоятельные кристаллики и минералы из основной массы дунитов и их кристаллизация происходила из расплава внутри включений.

По химическому составу (прежде всего, по  $\text{CaO}$ ) оливины в рассмотренных нами прогретых расплавных включениях в аксессуарных хромитах мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива хорошо отличаются и от оливинов, образующих микровключения в хромшпинелидах из рудных хромитов этого же массива, так как последние обладают значительно меньшими содержаниями кальция (0.25—0.36 мас. %), сравнимыми с таковыми в порообразующем оливине [Пушкарев и др., 2007].

Проведенный нами анализ составов кристалликов хромитов, нарастающих изнутри на стенки прогретых включений (см. рис. 8, Б—Г), показал отличие их составов от аксессуарных хромшпинелидов (в которых располагаются эти силикатные включения) из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива. В частности, они содержат меньше железа, хрома и обогащены алюминием (см. рис. 4), а также обладают заметными содержаниями  $\text{SiO}_2$  (см. табл. 2). Повышенные значения  $\text{SiO}_2$  в микрокристалликах хромитов, находящихся во включениях, могут быть объяснены в одних случаях (т. 5, см. рис. 8, Б и соответственно ан. 25, см. табл. 2, 7.38 мас. %  $\text{SiO}_2$ ) влиянием (частичным захватом) силикатного стекла. В других же случаях (т. 5, см. рис. 8, Г и соответственно ан. 30, см. табл. 2, 1.83 мас. %  $\text{SiO}_2$ ) анализировался центр весьма заметного по размерам микрокристаллика хромита и влияние силикатной фазы включения вряд ли возможно. Таким образом, результаты анализов хромитов (находящихся внутри включений) с  $\text{SiO}_2$  до 3.7 мас. % (см. табл. 2) отвечают, скорее всего, реальным составам проанализированных фаз.

В общем данные по химическим составам свидетельствуют о том, что хромиты внутри прогретых включений, резко отличаясь от аксессуарных хромшпинелидов, не являются ксеногенными фазами, захваченными из основной массы дунитов Нижнетагильского массива, и их кристаллизация происходила из расплава внутри включений. Фактически это дочерние фазы рассматриваемых прогретых включений. Об этом же свидетельствуют формы хромитов и их расположение внутри включений. В частности, на фотографиях включений (после высокотемпературных экспериментов и закалки) хорошо видно, что ограненные новообразованные хромиты явно нарастают на стенки включений (см. рис. 8, Б—Г).

В целом в результате исследований было выяснено, что изученные кристаллики оливина и хромита в прогретых включениях, обладающие отчетливой огранкой и не являющиеся по своему химическому составу ксеногенными фазами, росли из расплава, полученного во время опытов внутри включений и превращенного при закалке в стекло. Это является прямым экспериментально подтвержденным доказательством возможности кристаллизации оливинов и хромшпинелидов (фактически дунитового парагенезиса) из расплавов, захваченных аксессуарными хромшпинелидами при формировании мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.

Исследования химических составов стекол (табл. 5) и минералов (см. табл. 1, 2) в прогретых включениях позволили получить важную информацию о химическом составе расплавов, из которых кристаллизовались аксессуарные хромшпинелиды мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива. Как было показано выше, после высокотемпературных экспериментов и закалки многофазные силикатные включения в хромшпинелидах в большинстве своем имеют следу-

**Рис. 9. Зависимость содержания  $\text{CaO}$  от значений  $100 \cdot \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  для оливинов из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

1, 2 — оливин в виде ограненных кристалликов (1) и оплавленных фаз (2) в прогретых многофазных силикатных включениях в аксессуарных хромшпинелидах; 3 — отдельные кристаллики в аксессуарных хромшпинелидах; 4 — зерна оливинов в основной массе изученных мелкозернистых дунитов. DNT — поле оливинов из дунитов Нижнетагильского массива [Шмелев и др., 2010].

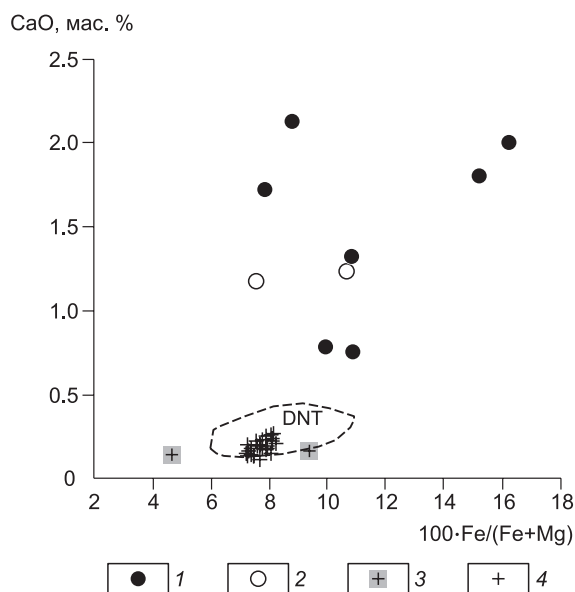




Таблица 5. Представительные анализы стекол и валовые составы прогретых многофазных силикатных включений (мас. %) в аксессуарных хромшпинелидах из исследованных образцов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива

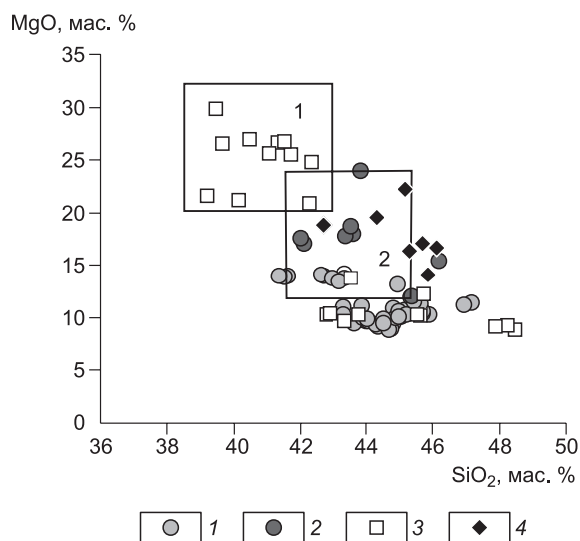
№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1	44.93	0.26	6.16	1.60	15.57	0.39	13.20	13.63	0.81	1.77	0.27	98.59
2	45.04	0.25	6.66	1.56	16.09	0.36	10.11	16.08	0.71	2.01	0.35	99.22
3	44.81	0.40	6.67	1.56	15.59	0.37	10.87	15.09	0.77	1.98	0.31	98.42
4	45.09	0.40	6.49	1.48	15.50	0.45	10.51	15.19	0.85	2.01	0.29	98.26
5	45.88	0.23	6.69	1.36	11.91	0.25	10.27	17.94	1.01	2.03	0.43	98.01
6	45.68	0.21	6.69	1.23	11.67	0.24	10.44	17.89	0.99	1.94	0.40	97.39
7	45.14	0.18	6.76	1.28	11.68	0.28	10.72	17.68	1.08	2.00	0.41	97.21
8	45.68	0.30	6.72	1.66	11.49	0.21	10.61	17.41	0.98	1.96	0.40	97.43
9	45.49	0.21	6.71	1.33	11.56	0.25	10.75	17.63	1.02	1.99	0.40	97.34
10	43.99	0.20	6.65	0.95	14.78	0.30	9.68	15.20	0.81	3.61	0.39	96.56
11	43.74	0.24	6.61	0.81	14.94	0.27	9.99	15.03	0.75	3.58	0.40	96.36
12	43.65	0.16	6.77	0.83	14.64	0.32	9.46	15.48	0.76	3.70	0.41	96.18
13	43.31	0.15	6.44	0.92	14.56	0.34	10.99	14.78	0.70	3.60	0.43	96.22
14	43.91	0.18	6.73	0.92	14.43	0.32	10.01	15.15	0.79	3.59	0.38	96.40
15	43.85	0.26	6.45	0.87	14.43	0.35	11.14	14.52	0.71	3.65	0.39	96.61
16	44.80	0.25	8.52	1.67	13.13	0.38	9.5	17.49	1.05	3.21	н.о.	100.00
17	44.76	0.27	9.28	1.64	12.41	0.38	8.92	16.94	1.06	3.83	»	99.49
18	43.33	н.о.	6.21	1.31	15.14	0.28	13.77	17.51	0.48	1.64	»	99.67
19	42.99	»	6.26	1.32	15.35	0.42	13.79	17.39	0.72	1.57	»	99.81
20	43.18	»	6.22	1.63	15.21	0.34	13.53	17.23	0.61	1.61	»	99.56
21	41.62	0.27	6.74	1.47	17.96	0.25	14.03	13.87	0.62	2.88	0.28	99.99
22	41.52	0.32	6.85	1.53	17.77	0.44	13.89	13.77	0.73	2.85	0.32	99.99
23	41.34	0.27	6.80	1.64	17.87	0.35	13.97	13.83	0.55	2.82	0.56	100.00
24	45.64	н.о.	8.20	1.31	12.04	0.31	11.37	16.94	0.66	3.25	0.29	100.01
25	45.34	»	8.22	1.40	12.06	0.27	11.90	16.55	0.64	3.23	0.40	100.01
26	45.43	0.22	8.13	1.51	12.09	0.00	11.58	16.73	0.78	3.13	0.40	100.00
27	44.89	н.о.	6.62	0.92	15.08	0.31	9.97	15.80	0.62	3.78	н.о.	97.99
28	44.52	»	6.67	0.85	15.52	0.52	9.93	15.63	0.61	3.73	»	97.98
29	43.31	0.33	6.30	1.60	13.59	0.42	10.26	16.58	1.73	3.01	»	97.13
30	44.04	н.о.	6.53	1.54	14.05	н.о.	9.87	17.25	1.84	2.98	»	98.10
31	44.96	0.37	6.66	1.42	15.77	0.35	10.60	15.12	0.75	2.01	»	98.01
32	44.52	0.40	6.78	1.42	16.30	0.37	9.50	15.93	0.72	2.06	»	98.00
33	43.60	0.20	5.24	1.00	14.46	0.39	18.02	12.25	0.53	2.89	0.00	98.58
34	43.84	0.23	3.24	1.46	11.69	0.20	23.96	13.23	0.30	0.86	0.00	99.01
35	42.11	0.24	7.62	2.21	11.67	0.03	17.06	14.97	0.69	3.08	0.49	100.15
36	43.38	0.18	6.74	1.69	12.86	0.39	17.78	13.65	0.78	2.58	0.00	100.04
37	43.54	0.21	7.01	1.78	11.71	0.31	18.69	12.80	0.71	3.24	0.24	100.25
38	45.38	0.21	8.09	1.41	12.06	0.29	12.08	16.51	0.68	3.18	0.35	100.23

Примечание. Стекла: 1—15 — микронзондовые анализы (1—9 — обр. УрНТ-7, 10—15 — обр. NT-8); 16—32 — анализы на электронном микроскопе LEO 1430 VP (16—26 — обр. NT-6, 27, 28 — обр. NT-8, 29—32 — обр. УрНТ-7). 33—38 — расчетные валовые составы прогретых включений (33 — обр. NT-8, 34—38 — обр. NT-6).

ющий фазовый состав: силикатное стекло + газовый пузырек + кристаллизовавшиеся внутри включений оливины и хромиты. Последние присутствуют в виде мелких кристаллитов, нарастающих на стенки включений, поэтому расчет валового химического состава прогретых и закаленных многофазных силикатных включений в хромшпинелидах проводился на основе главным образом данных по составам стекла и находящихся фактически в этом стекле оливинов, кристаллизовавшихся из расплава внутри прогретых включений. Для этого использовались сделанные на электронном сканирующем микроскопе фотографии прогретых включений, с помощью которых подсчитывались процентные доли фаз (стекло, оливин и в единичных случаях другие силикатные фазы) по площади изображения включения. Затем,

**Рис. 10. Диаграмма MgO—SiO<sub>2</sub> для прогретых многофазных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

1, 2 — стекла (1) и расчетные валовые составы (2) прогретых многофазных силикатных включений в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива; 3 — расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива; 4 — тылаиты Нижнетагильского массива. Поля пород: 1 — пикриты, 2 — пикробазальты. Рисунок составлен с использованием материалов [Магматические..., 1983; Ферштатер, Пушкарев, 1992; Шмелев и др., 2010].

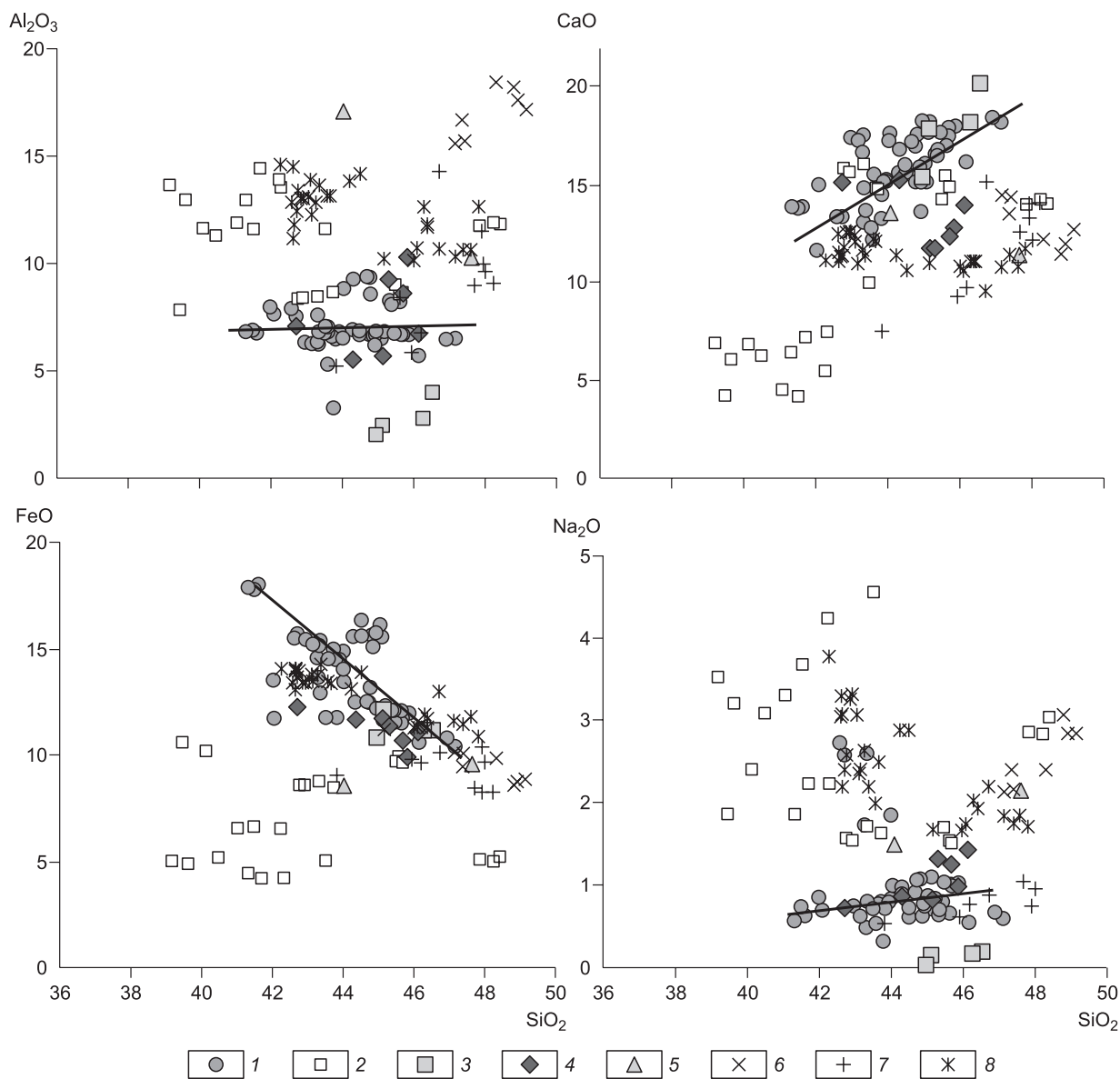


используя данные по процентным соотношениям фаз и их химические составы, проводился расчет общего (валового) химического состава включений. При этом, учитывая то, что при подготовке препаратов выводились на поверхность, скорее всего, разные уровни (части) включений и, соответственно, соотношения фаз могли быть различными, мы постарались уменьшить фактор случайности и подсчитали составы для как можно большего количества включений. В результате удалось провести расчеты для восьми включений, что позволило получить вполне обоснованную информацию об их валовых химических составах. Расчетные валовые составы включений приводятся в табл. 5.

При обработке информации по петрохимическому и геохимическому составу прогретых силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива выбор объектов для сравнительного анализа был обусловлен следующим. Прежде всего, наиболее логичным было сравнить с данными по подобным объектам, полученными с помощью аналогичной методики ранее. С этой целью проведено сравнение с более ранней информацией по близким по своим свойствам расплавным включениям в хромшпинелидах из дунитов широко известного Кондерского платиноносного массива (Сибирская платформа) [Симонов и др., 2010, 2011]. Во-вторых, очевидным было сравнение с составами пород Нижнетагильского массива. В-третьих, согласно работам предыдущих исследователей, при формировании Нижнетагильского (и других массивов урало-аляскинского типа) значительную роль должны были играть расплавы, по составу близкие к анкарармитам [Krause et al., 2007] или тылаитам [Ферштатер, Пушкарев, 1987, 1992; Пушкарев, 2000]. Соответственно, на диаграммах были использованы данные по этим породам.

В результате петрохимического анализа было выяснено, что по соотношению (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)—SiO<sub>2</sub> составы стекол и расчетные валовые составы прогретых включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива образуют вполне компактное поле в области субщелочных серий. При этом максимальные значения суммы щелочей (до 5.4 мас. %) существенно ниже, чем данные для расплавных включений в хромитах из дунитов платиноносных Кондерского и Инаглинского массивов — до 7.8 мас. %. На диаграмме MgO—SiO<sub>2</sub> (рис. 10) валовые составы включений с содержаниями магния до 18.7 мас. % располагаются в поле пикробазальтов. Есть единичные данные и о более высокомагнезиальном (пикритовом, до 24 мас. % MgO) составе. Необходимо отметить, что расчетные валовые составы прогретых включений перекрываются и фактически совпадают с данными по тылаитам (меланократовым порфиоровым оливин-клинопироксеновым породам) Нижнетагильского массива, которые по своему химическому составу близки к субщелочным пикробазальтам [Ферштатер, Пушкарев, 1992; Шмелев и др., 2010]. Стекла включений в целом содержат меньше магния, но также соответствуют пикробазальтам либо находятся вблизи нижней границы этой области, тесно ассоциируя с данными по относительно низкомагнезиальным включениям в хромитах Кондерского массива. Пониженная магнезиальность стекол по сравнению с валовым составом включений (стекло + оливин + другие фазы внутри включений) объясняется тем, что стекла представляют собой расплав, в котором находятся (см. рис. 8) и из которого растут (забирая часть MgO) микрокристаллики оливина. Таким образом, прогретые включения представляют фактически модель кумуляции оливина и формирования дунитов в магматической камере.

На вариационных диаграммах Харкера для стекол и прогретых включений в целом устанавливаются следующие изменения химических составов: с ростом SiO<sub>2</sub> происходит явное падение FeO и в меньшей степени MgO, увеличение содержаний CaO, Na<sub>2</sub>O (рис. 11), при этом значения TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> остаются в целом постоянными. Сравнивая с данными по расплавным включениям в хром-



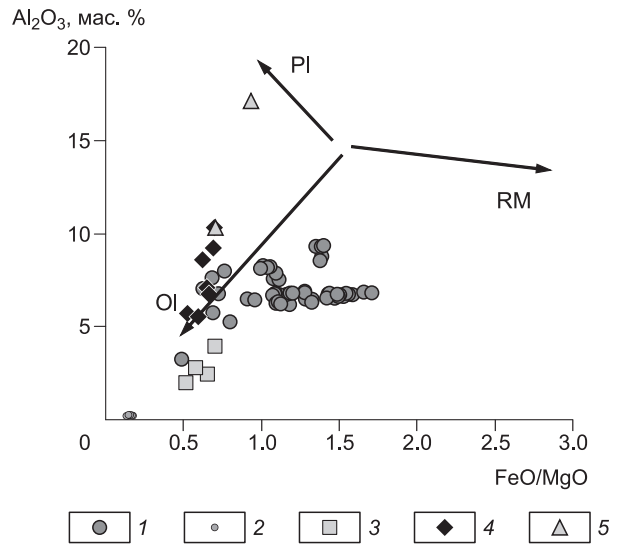
**Рис. 11. Петрохимические вариационные диаграммы Харкера (мас. %) для прогретых многофазных силикатных включений в акцессорных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

1 — стекла и расчетные валовые составы прогретых многофазных силикатных включений в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива; 2 — расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива; 3—5 — породы Нижнетагильского массива: верлиты и клинопироксениты (3), тылаиты (4), габбро (5); 6—8 — анкармиты Малых Антильских островов (6), Марианской островной дуги и Новой Зеландии (7), Гавайских островов (8). Прямые линии — тренды изменения составов включений в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива. Рисунок составлен с использованием материалов [Hawkesworth et al., 1979; Thirlwall, Graham, 1984; Chen et al., 1990; Ферштатер, Пушкарев, 1992; Wolfe et al., 1997; Bergmanis et al., 2000; Mossman et al., 2000; Kohut et al., 2006; Krause et al., 2007; Шмелев и др., 2010].

шпинелидах Кондерского массива, видим, что для включений Нижнетагильского массива отмечаются большие содержания железа и кальция при относительно меньших количествах магния и натрия, в то время как значения части химических элементов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) фактически перекрываются. По соотношению ряда компонентов ( $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ) прогретые включения близки к пироксенитам и верлитам. При этом необходимо отметить, что наибольшее сходство практически по всем рассмотренным химическим элементам (см. рис. 11) включения имеют с тылаитами. При сравнении с анкармитами можно отметить некоторое сходство (по  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ) включений с породами Гавайских островов (рис. 11).

**Рис. 12. Диаграмма  $Al_2O_3$ — $FeO/MgO$  для прогретых многофазных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

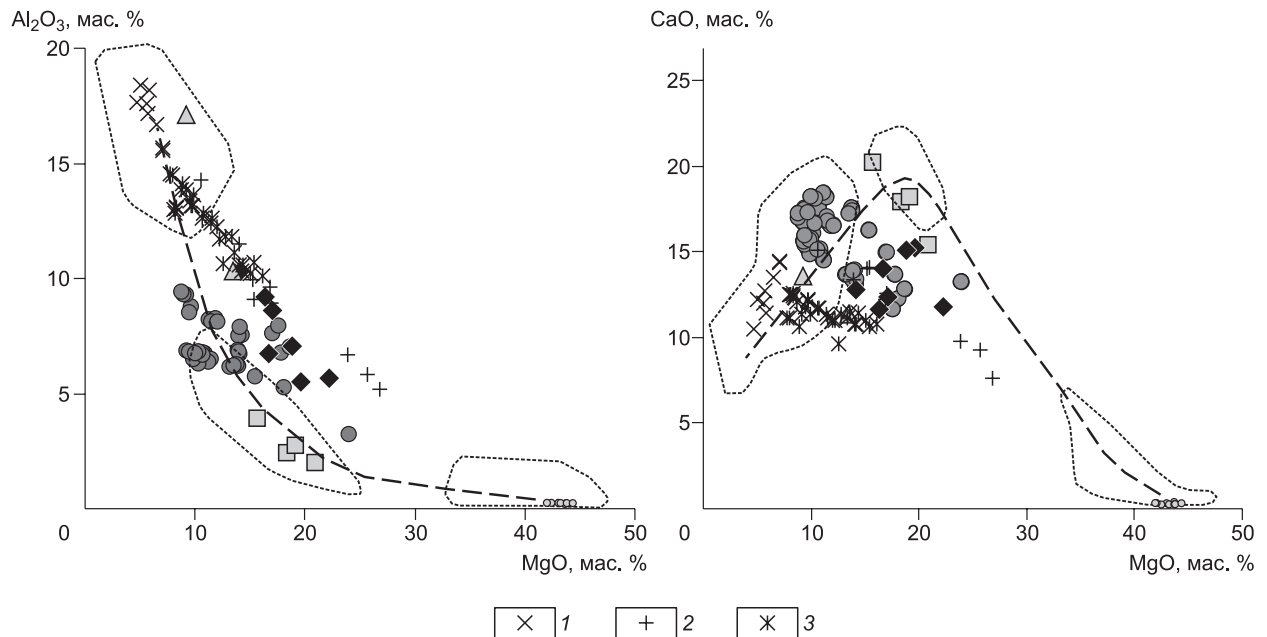
1 — стекла и расчетные валовые составы прогретых многофазных силикатных включений в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива; 2—5 — породы Нижнетагильского массива: дуниты (2), верлиты и клинопироксениты (3), тылаиты (4), габбро (5). Показаны тренды аккумуляции оливина (Ol) и плагиоклаза (Pl), тренд остаточных расплавов (RM). Рисунок составлен с использованием материалов [Ферштатер, Пушкарев, 1992; Krause et al., 2007; Шмелев и др., 2010].



На диаграмме  $Al_2O_3$ — $FeO/MgO$  (рис. 12) составы стекол и прогретых включений тесно ассоциируют с тылаитами, располагаясь фактически между пироксенитами и габбро Нижнетагильского массива. В общем они приурочены к тренду оливинных кумулятов, хорошо согласуясь с составами пород Нижнетагильского массива.

В целом для стекол и прогретых включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива наблюдается отчетливая зависимость большинства петрохимических компонентов от содержания магния: значения  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $CaO$  и  $Na_2O$  падают при переходе к более магниезильным разностям. Эти особенности хорошо видны на рис. 13, где точки включений тесно ассоциируют с тылаитами и приурочены к тренду составов пород из урало-аляскинских комплексов Аляски и Канады, начинающемуся среди анкарармитов Малой Антильской островной дуги и заканчивающемуся рядом с дунитами.

При проведении геохимического анализа с помощью метода LA-ICP-MS были установлены содержания редких, редкоземельных элементов и фосфора в прогретых и закаленных включениях в хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива. Необходимо отметить, что в



**Рис. 13. Диаграммы  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ — $MgO$  для прогретых многофазных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

1—3 — анкарармиты Малых Антильских островов (1), Марианской островной дуги и Новой Зеландии (2), Гавайских островов (3). Остальные усл. обозн. см. на рис. 12. Пунктирные линии — поля составов, штриховая — тренд пород из урало-аляскинских комплексов Аляски и Канады. Рисунок составлен с использованием материалов [Hawkesworth et al., 1979; Thirlwall, Graham, 1984; Chen et al., 1990; Ферштатер, Пушкарев, 1992; Wolfe et al., 1997; Bergmanis et al., 2000; Mossman et al., 2000; Kohut et al., 2006; Krause et al., 2007; Шмелев и др., 2010].

Таблица 6. Содержание редких, редкоземельных элементов и фосфора (г/т) в прогретых многофазных силикатных включениях в аксессуарных хромшпинелидах из исследованных образцов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива (обр. NT-6)

Элемент	Inc-01	Inc-02	Inc-04	Inc-05
Th	0.08	0.06	0.10	0.10
Rb	48.4	48.0	48.7	46.9
Ba	560	477	540	505
Sr	1015	866	1071	1051
La	8.09	6.83	9.58	9.91
Ce	10.99	8.64	12.76	13.03
Pr	1.15	1.11	1.30	1.33
Nd	4.29	4.26	4.80	4.97
Sm	0.97	1.47	1.08	1.13
Eu	0.34	0.39	0.36	0.35
Gd	1.07	1.42	1.12	1.05
Tb	0.16	0.21	0.17	0.16
Dy	0.70	0.54	0.71	0.70
Ho	0.15	н.о.	0.15	0.15
Er	0.28	н.о.	н.о.	0.27
Tm	0.03	0.04	0.04	0.04
Yb	0.13	0.11	0.18	0.19
Lu	0.05	0.01	0.05	0.04
Y	3.76	3.33	3.72	3.56
Zr	2.76	6.73	2.92	2.99
Nb	0.11	0.12	0.17	0.18
P	2398	2417	2334	2232

этом они хорошо согласуются с данными по тылаитам. В области легких лантаноидов изученные включения имеют некоторые общие черты с анкарами Марианской и Малой Антильской островных дуг (рис. 15). В целом необходимо отметить, что графики распределения редкоземельных элементов с существенным отрицательным наклоном характерны для плюмовых базальтов океанических островов, гайотов, а также для расплавов континентальных «горячих точек». В связи с этим требуются дополнительные критерии (включая данные по петрохимии и редким элементам) для уточнения возможной палеогеодинамической обстановки формирования исследуемых объектов. В частности, на диаграмме Zr/Nb—Nb/Th (см. рис. 14) имеющие отрицательно наклонные спектры редкоземельных элементов анкаримиты островных дуг (совместно с прогретыми включениями) располагаются в островодужном поле, а анкаримиты Гавайских островов находятся, соответственно, в поле OIB (базальты внутриплитных океанических островов).

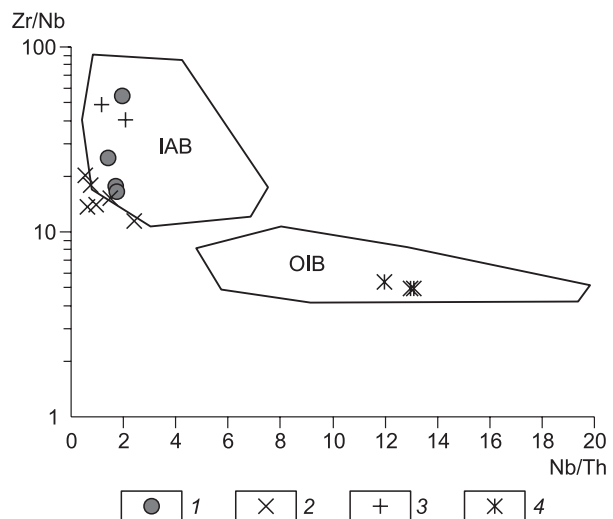
Рис. 14. Диаграмма Zr/Nb—Nb/Th для прогретых многофазных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.

1 — стекла и расчетные валовые составы прогретых многофазных силикатных включений в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива; 2—4 — анкаримиты Малых Антильских островов (2), Новой Зеландии (3), Гавайских островов (4). Показаны поля составов базальтов из островных дуг (IAB) и внутриплитных океанических островов (OIB). Рисунок составлен с использованием материалов [Hawkesworth et al., 1979; Thirlwall, Graham, 1984; Chen et al., 1990; Mossman et al., 2000; Condie, 2005].

ряде случаев в ходе анализа была захвачена часть минерала-хозяина. В связи с этим в дальнейших построениях использовались только те элементы, которые (как показали анализы минералов-хозяинов) отсутствуют в составе вмещающих включения хромшпинелидов и отражают составы силикатных расплавов: Th, Rb, Ba, Sr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Zr, Nb и P (табл. 6). При этом для оценки достоверности проводилось сравнение по содержанию фосфора с данными по включению № 1 (Inc-01, см. табл. 6), для которого не был отмечен захват вмещающего хромита в ходе анализа. При необходимости (в частности, для ан. Inc-02, см. табл. 6) проводилась корректировка.

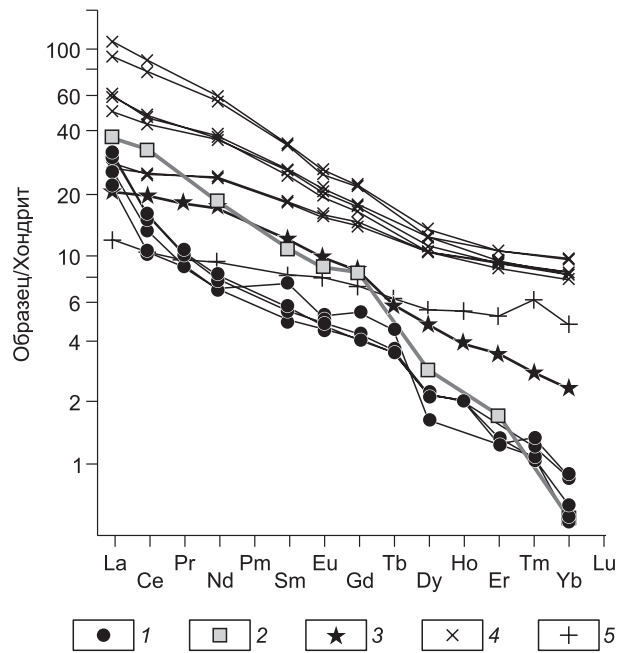
Исследования показали, что по распределению индикаторных редких элементов (рис. 14) прогретые включения в хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива хорошо согласуются с данными по анкаримитам Малых Антильских островов и Новой Зеландии, располагаясь в поле островодужных базальтов.

Спектры распределения редкоземельных элементов во включениях из хромшпинелидов мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива близки к графикам расплавных включений в хромитах из дунитов Кондерского массива и характеризуются явным отрицательным наклоном с резким обогащением легкими лантаноидами по отношению к тяжелым. При этом они хорошо согласуются с данными по тылаитам. В области легких лантаноидов изученные включения имеют некоторые общие черты с анкарами Марианской и Малой Антильской островных дуг (рис. 15). В целом необходимо отметить, что графики распределения редкоземельных элементов с существенным отрицательным наклоном характерны для плюмовых базальтов океанических островов, гайотов, а также для расплавов континентальных «горячих точек». В связи с этим требуются дополнительные критерии (включая данные по петрохимии и редким элементам) для уточнения возможной палеогеодинамической обстановки формирования исследуемых объектов. В частности, на диаграмме Zr/Nb—Nb/Th (см. рис. 14) имеющие отрицательно наклонные спектры редкоземельных элементов анкаримиты островных дуг (совместно с прогретыми включениями) располагаются в островодужном поле, а анкаримиты Гавайских островов находятся, соответственно, в поле OIB (базальты внутриплитных океанических островов).



**Рис. 15. Распределение редкоземельных элементов в прогретых многофазных силикатных включениях в акцессорных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

1, 2 — включения в хромшпинелидах Нижнетагильского (1) и Кондерского (2) массивов; 3 — тылаит; 4, 5 — анкарамиты Малых Антильских островов (4) и Марианской островной дуги (5). Значения элементов нормированы к составу хондрита, согласно [Boynnton, 1984]. Рисунок составлен с использованием материалов [Hawkesworth et al., 1979; Thirlwall, Graham, 1984; Kohut et al., 2006; Шмелев и др., 2010].

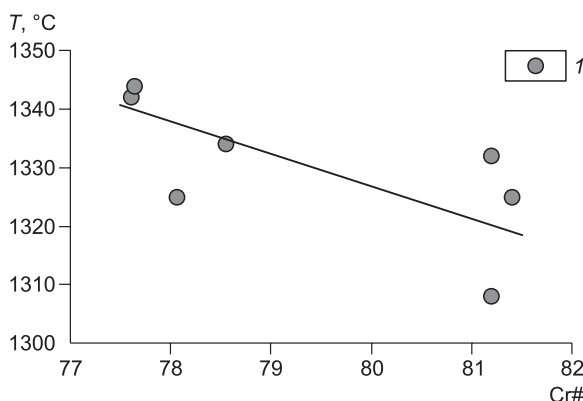


Для выяснения температурного режима кристаллизации минералов из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива были проведены расчеты по программе PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011]. За основу моделирования взята информация по составам включений в акцессорных хромшпинелидах. Рассчитывались температуры ликвидусной кристаллизации хромшпинелидов и оливинов из расплавов, соответствующих по химическому составу валовому содержанию прогретых включений. Применялся буфер QFM. Давление и содержание воды задавались согласно использованным ранее параметрам для расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива [Симонов и др., 2011]: 4 кбар и 0.5 мас. % H<sub>2</sub>O.

Было выяснено, что рассмотренные акцессорные хромшпинелиды мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива кристаллизовались из пикробазальтовых расплавов в интервале температур от 1345 до 1310 °С. При этом ассоциирующие с ними оливины образовывались в основном при более высоких температурах — от 1430 до 1360 °С. Формирование оливинов продолжалось и при снижении до 1280 °С. Независимым подтверждением достоверности полученных температур является прямая корреляция расчетных составов хромитов (кристаллизующихся из расплавов, отвечающих по составу включениям) с данными анализов хромшпинелидов рядом с включениями. При этом значения реальной (78.6 и 81.2) и расчетной (соответственно 78.0 и 81.6) хромистости часто практически совпадают. Устанавливается отчетливая связь температур кристаллизации акцессорных хромшпинелидов Нижнетагильского массива с их составами. В частности, на диаграмме *T*—Cr# (рис. 16) видно падение температур образования хромитов (от 1345 до 1310 °С) с увеличением хромистости (от 77.6 до 81.2) минералов.

Роль воды при кристаллизации дунитов Нижнетагильского массива оказалось возможным рассмотреть на основе следующей информации. Прежде всего, полученные нами данные (в том числе и наличие в негретых многофазных включениях таких фаз, как флогопит, амфибол и хлорит) свидетельствуют о заметном присутствии H<sub>2</sub>O в расплавах, участвовавших в кристаллизации акцессорных хромшпинелидов из дунитов Нижнетагильского массива. Для количественной оценки возможного содержания воды проведено сравнение с данными, полученными нами ранее в результате непосредственного анализа с помощью ионного зонда стекол расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из дунитов других гипербазитовых массивов, показавшими довольно устойчивые значения H<sub>2</sub>O = 0.45—

0.65 мас. % [Симонов и др., 2011]. Проведенное расчетное моделирование на основе данных по составам включений с предполагаемым содержанием воды в расплаве около 0.5 мас. % показало реальность этих



**Рис. 16. Соотношение температур кристаллизации и хромистости акцессорных хромшпинелидов из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива.**

1 — хромшпинелиды рядом с прогретыми многофазными силикатными включениями, по составу которых рассчитаны температуры кристаллизации минерала.

значений для магматических систем Нижнетагильского массива, о чем свидетельствуют независимые критерии и, в частности, фактическое совпадение замеренных ( $Cr\# = 81.2$ ) и расчетных ( $Cr\# = 81.6$ ) составов хромшпинелидов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопросы генезиса массивов платиноносного пояса Урала рассматриваются в многочисленных публикациях, значительная часть которых свидетельствует о существенной роли магматических процессов при формировании этих дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов [Иванов, 1997; Савельева и др., 1999; Савельев и др., 2001; Пушкарев и др., 2007; Шмелев, 2007; Пучков, 2010; Шмелев, Филиппова, 2010]. При этом большое внимание уделяется дунитам. С ними непосредственно связано платинометалльное оруденение, по мнению большинства исследователей, они имеют первоначально магматогенное происхождение [Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Иванов, 1997; Пушкарев и др., 2007; Шмелев, 2007; Krause et al., 2007; Шмелев и др., 2010; Шмелев, Филиппова, 2010].

Роль магматических систем в процессах петрогенезиса гипербазитов из платиноносных дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала рассматривалась нами на примере Нижнетагильского массива. Основной целью исследований было определение физико-химических параметров наиболее высокотемпературных расплавов, принимавших участие в кристаллизации дунитов этого массива. Для решения поставленной задачи была собрана коллекция пород, состоящая главным образом из образцов мелкозернистых (с мелкими эвгедральными зернами акцессорного хромшпинелида) дунитов, которые, судя по данным предыдущих исследователей [Иванов, Рудашевский, 1987; Чашухин и др., 2002; Шмелев и др., 2010; Шмелев, Филиппова, 2010], в наибольшей степени соответствуют высокотемпературным первичным дунитам. Необходимо подчеркнуть, что при изучении образцов мелкозернистых дунитов исключительное внимание уделялось мелкокристаллическим (до 0.1—0.3 мм) акцессорным и в большинстве случаев идиоморфным хромшпинелидам, в которых были найдены первичные многофазные силикатные включения, послужившие основой для выяснения параметров кристаллизации гипербазитов Нижнетагильского массива.

Как было отмечено выше, изученные акцессорные хромшпинелиды из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива не прозрачны и невозможно вести непосредственные наблюдения за силикатными включениями в процессе высокотемпературных экспериментов. Данные методические особенности в определенной мере накладывают некоторые ограничения на выводы об условиях петрогенезиса, основывающиеся на исследованиях силикатных включений в хромшпинелидах. В связи с этим, большое значение приобретают критерии достоверности и возможности использования полученной информации по включениям для реконструкции условий кристаллизации гипербазитов.

В основном изученные акцессорные хромшпинелиды из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива содержат целый набор силикатных микровключений. Значительная часть из них представлена отдельными кристалликами и их сростками. По внешнему виду и внутреннему содержанию (как до опытов, так и после прогрева) они легко отличаются от первичных многофазных силикатных включений (см. рис. 6—8) и полученные по ним данные не используются при определении условий образования гипербазитов. Основное внимание было уделено расположенным равномерно или по зонам роста в акцессорном хромшпинелиде многофазным включениям с равновесными (часто с огранкой) формами, являющимся, судя по этим свойствам, первичными, сингенетическими и захваченными в процессе роста минерала.

После прогрева и закалки наиболее детальным исследованиям подвергались главным образом те первичные многофазные включения в акцессорных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива, которые отвечают следующим критериям:

1. Включения должны располагаться в чистом недеформированном поле хромита без всяких связей с трещинками.
2. Формы включений должны быть четкими равновесными без следов вскрытия.
3. Наличие компактного круглого газового пузырька в гомогенном стекле — свидетельство расплавления и герметичности содержимого включения.
4. Ассоциация гомогенного стекла и новообразованных хорошо ограненных микрокристалликов оливина и хромита — свидетельство кристаллизации из расплава внутри объема включения дунитового парагенезиса.

Анализ на микрозонде и с помощью электронных сканирующих микроскопов позволил получить дополнительные критерии возможности использования информации по первичным многофазным включениям в акцессорных хромшпинелидах для реконструкции условий кристаллизации мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива. Прежде всего, данные по составам оливинов и хромитов, располагающихся внутри прогретых включений, показывают, что эти минералы не являются ксеногенными,

т. е. это не захваченные отдельные самостоятельные кристаллики и фазы из основной массы дунитов, и их кристаллизация происходила из расплава внутри включений. Таким образом, валовой химический состав внутреннего содержимого прогретых включений (преимущественно ассоциация гомогенного стекла и новообразованных микрокристалликов оливина) наиболее вероятно соответствует составу расплава, захваченного растущим хромшпинелидом.

Петрохимические составы прогретых включений по соотношениям практически всех компонентов образуют компактные группы с закономерными изменениями железа, кальция, натрия при росте  $\text{SiO}_2$ . Наблюдается также отчетливая зависимость большинства компонентов во включениях от содержания магния: значения  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  падают при переходе к более магниезальным разностям. Все это было бы невозможно, если бы изученные нами первичные многофазные силикатные включения в аксессуарных хромшпинелидах представляли собой случайное скопление кристаллических фаз.

В пользу использования данных по первичным многофазным включениям в аксессуарных хромшпинелидах свидетельствует сравнительный анализ с независимой информацией: данные по составам пород Нижнетагильского массива, свойства расплавных включений из других эталонных объектов, расчетное моделирование, корреляция характеристик включений и вмещающих их минералов.

Сравнение с породами Нижнетагильского массива показало, что данные по изученным прогретым многофазным включениям располагаются постоянно между точками габброидов и пироксенитов. При этом включения на всех рассмотренных диаграммах практически совпадают с тылаитами (меланократовыми оливин-клинопироксеновыми породами), состав которых, по мнению ряда исследователей [Ферштатер, Пушкарев, 1987, 1992; Пушкарев, 2000], близок к родоначальным для массивов урало-алюскинского типа расплавам. В частности, на диаграммах  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ — $\text{MgO}$  точки включений тесно ассоциируют с тылаитами и приурочены к тренду составов пород из урало-алюскинских комплексов Аляски и Канады, начинающемуся среди анкармитов Малой Антильской островной дуги и заканчивающемуся рядом с дунитами. Данные по редкоземельным элементам в прогретых многофазных включениях подтверждают результаты петрохимического анализа и также свидетельствуют о сходстве с тылаитами.

Многофазные расплавные включения в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива по большинству внешних признакам соответствуют изученным нами ранее расплавным включениям в хромитах из пород других базит-гипербазитовых комплексов [Симонов и др., 2007, 2009, 2010, 2011, 2012]. По химическому составу прогретые многофазные включения отвечают субщелочным пикробазальтовым расплавам, которые по содержаниям ряда химических компонентов фактически совпадают ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), а по другим ( $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ) частично перекрываются с данными по расплавным включениям в аксессуарных хромитах из дунитов Кондерского платиноносного массива (Сибирская платформа).

Результаты расчетного моделирования условий петрогенезиса дунитов Нижнетагильского массива на основе данных по первичным многофазным прогретым расплавным включениям в хромшпинелидах являются также независимым критерием достоверности полученных параметров. В частности, устанавливается прямая корреляция расчетных составов хромитов (кристаллизующихся из расплава, отвечающих по составу включениям) с данными непосредственных анализов хромшпинелидов рядом с включениями. При этом значения реальной (78.6 и 81.2) и расчетной (соответственно 78.0 и 81.6) хромистости часто практически совпадают. Определена также отчетливая связь температур кристаллизации аксессуарных хромшпинелидов Нижнетагильского массива с их составами. Например, на диаграмме  $T$ — $\text{Cr}\#$  (см. рис. 16) видно падение температур образования хромитов (от 1345 до 1310 °C) с увеличением хромистости (от 77.6 до 81.2) минералов.

Учитывая высокие температуры опытов (1320—1330 °C), могут возникать некоторые сомнения в герметичности включений. Проведенные нами исследования состава вмещающего хромшпинелида по разрезу от стенок включения не обнаружили следов какой-либо миграции элементов и процессов реакционного взаимодействия силикатного расплава с матрицей хромита-хозяина, что прямо свидетельствует о герметичности содержимого включений в ходе высокотемпературных экспериментов.

В целом приведенные выше данные свидетельствуют о том, что изученные нами первичные многофазные включения в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива по своему содержимому после опытов (силикатное стекло + газовый пузырек + кристаллизовавшиеся внутри включений оливины и хромиты) соответствуют герметичным расплавным включениям, химические составы которых, хорошо согласуясь с данными по породам из урало-алюскинских комплексов, практически отвечают составам тылаитов Нижнетагильского массива. Сравнительный анализ с информацией по подобным расплавным включениям из хромитов в дунитах таких эталонных платиноносных массивов, как Кондерский, а также расчетное моделирование позволяют получить дополнительные критерии правомерности использования рассмотренных многофазных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах для реконструкции параметров кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива.



Необходимо отметить, что ранее в хромитах Нижнетагильского массива были описаны первичные (сингенетичные) многофазные силикатные микровключения [Пушкарев и др., 2007], по форме и содержанию близкие к рассмотренным нами негретым первичным многофазным включениям в хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов этого массива. Как показало сравнение полученных нами данных с опубликованной информацией [Пушкарев и др., 2007], эти включения, несмотря на некоторое внешнее сходство, представляют собой различные минералообразующие системы. Прежде всего, они захватывались совершенно разными типами хромитов — рудные хромитовые сегрегации в дунитах в работе [Пушкарев и др., 2007] и мелкокристаллические акцессорные хромшпинелиды в мелкозернистых дунитах в нашем случае. В силикатных многофазных включениях из рудных хромитов оливин никогда не наблюдается, и чаще всего он образует мономинеральные включения в хромите с содержаниями кальция, близкими к таковым в порообразующем оливине [Пушкарев и др., 2007]. В изученных нами прогретых многофазных включениях из акцессорных хромшпинелидов оливин присутствует в большинстве случаев, и его состав существенно отличается от порообразующего оливина. К сожалению, данные по поведению силикатных включений в рудном хромите при высоких температурах отсутствуют и поэтому трудно судить о характере минералообразующей среды, из которой формировались хромитовые рудные сегрегации Нижнетагильского массива. Наши эксперименты с включениями в акцессорном хромшпинелиде из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива свидетельствуют о том, что этот минерал кристаллизовался из высокотемпературных (свыше 1300 °С) силикатных расплавов.

В целом результаты высокотемпературных экспериментов показали достаточно сложное строение содержимого прогретых и закаленных многофазных включений в акцессорных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива. Часто в закаленном силикатном стекле присутствуют недоплавленные фазы оливинов, что свидетельствует о кристаллизации значительной части оливинов при более высоких температурах, чем это было в ходе опытов, до 1320—1330 °С. В то же время наблюдаются явные признаки роста минералов примерно при этих температурах с формированием ограниченных кристалликов оливина и хромита. Таким образом, результаты высокотемпературных опытов с включениями представляют собой фактически модель поведения магматической системы, показанную на примере процессов внутри включения, что является прямым экспериментальным доказательством возможности кристаллизации дунитового парагенезиса Нижнетагильского массива из магматических расплавов при температурах около 1320—1330 °С. Расчетное моделирование по программе PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] с использованием данных по составам расплавных включений показывает, что оливины из изученных мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива кристаллизовались в основном при температурах от 1430 до 1360 °С. Образование оливинов продолжалось и при снижении температур до 1280 °С. При этом кристаллизация акцессорных хромшпинелидов в мелкозернистых дунитах происходила из расплавов в интервале температур от 1345 до 1310 °С.

Полученный нами температурный диапазон кристаллизации дунитов (оливинов и хромшпинелидов от 1430 до 1310 °С и, возможно, до 1280 °С) Нижнетагильского массива существенно выше, чем отмеченные ранее в ряде публикаций значения температур формирования дунитовых массивов платиноносного пояса Урала: 1200—1100—1050 °С [Чашухин и др., 1998, 2002; Пушкарев и др., 2007; Иванов, 2011]. В данном случае нет никаких противоречий, так как мы определили ликвидусные температуры кристаллизации минералов из расплавов, а отмеченные параметры (около 1200—1100 °С) являются температурами оливин-хромитового равновесия дунитов [Чашухин и др., 2002] и соответствуют условиям субсолидуса ультрамафитов [Пушкарев и др., 2007]. Таким образом, совершенно очевидно, что рассчитанные нами ликвидусные температуры и должны быть существенно выше температур последующего субсолидусного оливин-хромитового равновесия.

Необходимо отметить, что полученные нами температуры формирования оливинов дунитов Нижнетагильского массива хорошо согласуются с данными о параметрах кристаллизации из расплавов дунитов других ультраосновных комплексов Урала (минимум 1400—1300 °С [Иванов, 1997]), Алтае-Саянской области (1450 °С [Шелепаев, 2006], 1380—1250 °С [Симонов и др., 2010]) и Сибирской платформы (около 1490 °С [Ваганов, Соколов, 1988], от 1460 до 1300 °С [Симонов и др., 2011]). В то же время для дунитов Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция), для которых экспериментальные исследования расплавных включений в хромшпинелидах проводились практически при тех же параметрах, что и в случае Нижнетагильского массива, расчеты показали значительно более высокие температурные характеристики кристаллизации оливинов (1590—1415 °С) и хромшпинелидов (1405—1365 °С) [Simonov et al., 2014; Симонов и др., 2015].

В целом приведенные выше результаты исследований позволяют, по нашему мнению, вполне обоснованно определить изученные многофазные силикатные включения в акцессорных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива в качестве первичных включений, содержащих расплав, захваченный хромитом во время его роста. Таким образом, исследования содержимого прогретых многофазных включений в акцессорных хромшпинелидах дают возможность оценить пара-

метры кристаллизации минералов из мелкозернистых дунитов, которые, судя по данным предыдущих исследователей [Иванов, Рудашевский, 1987; Чашухин и др., 2002; Шмелев и др., 2010; Шмелев, Филиппова, 2010], в наибольшей степени соответствуют высокотемпературным первичным дунитам.

Анализы составов прогретых многофазных включений в аксессуарных хромшпинелидах показали, что мелкозернистые дуниты Нижнетагильского массива формировались при активном участии субщелочных пикробазальтовых расплавов. Эти расплавы, с одной стороны, по содержаниям ряда химических компонентов совпадают с данными по расплавленным включениям в аксессуарных хромитах из дунитов Кондерского платиноносного массива (Сибирская платформа), с другой, — они на всех рассмотренных диаграммах практически совпадают с тылаитами (меланократовыми оливин-клинопироксеновыми породами), состав которых, по мнению авторов работ [Ферштатер, Пушкарев, 1987, 1992; Пушкарев, 2000], близок к родоначальным для массивов урало-аляскинского типа расплавам.

Сходство составов прогретых многофазных включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива с данными по расплавленным включениям в хромитах Кондерского массивов и с тылаитами подтверждается результатами анализа содержания редкоземельных элементов в индивидуальных включениях в хромшпинелидах с помощью метода LA-ICP-MS.

Таким образом, мы можем достаточно обоснованно говорить, что изученные многофазные включения в аксессуарных хромшпинелидах свидетельствуют об участии в процессах кристаллизации дунитов Нижнетагильского массива субщелочного пикробазальтового расплава, близкого по своим химическим характеристикам к тылаитам. Судя по отличию составов кристаллизовавшихся внутри включений оливинов от породообразующих минералов, этот расплав не был первичным, из которого кристаллизовалась основная масса оливинов в дуните. Наиболее вероятно он представлял собой интеркумулусную жидкость, модель кристаллизации которой можно фактически наблюдать на примере прогретых включений, где непосредственно видны процессы роста оливина из расплава, представленного закалочным стеклом.

В целом информация, полученная на основе исследования включений, свидетельствует о том, что кристаллизация минералов (оливинов и хромшпинелидов) дунитов Нижнетагильского массива происходила из интеркумулусных субщелочных пикробазальтовых расплавов в основном при температурах от 1430 до 1310 °С. Данные предыдущих исследователей позволяют проследить дальнейшую температурную историю. В частности, при снижении температур до 1200—1100 °С формирование дунитов продолжалось с достижением субсолидусного оливин-хромитового равновесия [Чашухин и др., 2002; Пушкарев и др., 2007]. Заключительные стадии магматогенной истории развития Нижнетагильского массива могут быть расшифрованы с помощью анализа силикатных многофазных микровключений в хромшпинелидах из хромитовых рудных сегрегаций, описанных в статье [Пушкарев и др., 2007]. Эти включения представляют, по мнению авторов публикации [Пушкарев и др., 2007], остаточные межгранулярные расплавы с температурами около 800 °С, действовавшие на заключительных этапах развития ультраосновного комплекса.

Таким образом, имеющиеся данные по многофазным первичным включениям в хромшпинелидах дают возможность проследить в целом эволюцию параметров магматических систем (от ликвидусной кристаллизации оливинов и хромитов при снижении температур преимущественно от 1430 до 1310 °С из пикробазальтовых магм до образования рудных хромитов из остаточных расплавов с температурами около 800 °С) в ходе формирования Нижнетагильского массива.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Проведенные исследования первичных многофазных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива показали, что они по своим характеристикам, включая особенности фазового состава после высокотемпературных экспериментов (силикатное стекло + газовый пузырек + кристаллизовавшиеся внутри включений оливины и хромиты) и закономерные вариации химических составов, соответствуют включениям расплавов, захваченных хромитом в процессе его роста. Сравнительный анализ с информацией по расплавленным включениям в хромитах из дунитов других эталонных платиноносных массивов, а также расчетное моделирование подтверждают правомерность использования рассмотренных многофазных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах для реконструкции параметров кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива.

2. Сравнительный анализ показал, что рассмотренные хромшпинелиды (содержащие многофазные силикатные включения) из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива по своему составу отличаются от рудных хромитов этого же массива, а также от хромитов (с расплавленными включениями) из ультраосновных океанических комплексов и имеют сходство с данными по хромшпинелидам из дунитов щелочно-ультраосновных платиноносных массивов (Кондерский, Инаглинский).

3. Полученные данные по петрохимии и геохимии прогретых многофазных силикатных включений свидетельствуют о том, что хромшпинелиды мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива кристаллизовались при участии субщелочного пикробазальтового расплава, имеющего общие черты с магмами Кондерского массива и практически совпадающего по химическому составу с тылаитами.

4. Установленные отличия составов оливинов, кристаллизовавшихся внутри многофазных силикатных включений, от породообразующих минералов показывают, что расплав, при участии которого образовались хромшпинелиды мелкозернистых дунитов, не был первичным, ответственным за формирование основной массы ультраосновной породы. Наиболее вероятно этот расплав представлял собой интеркумулюсную жидкость, образующуюся между кристаллами оливина в ходе кумулятивных процессов формирования дунитов. Таким образом, в результате проведенных исследований выяснены свойства не первичной (родоначальной для дунитов) магмы, а установлены физико-химические параметры расплавов, существовавших в интрузивной камере в ходе кумулятивной кристаллизации дунитов Нижнетагильского массива.

5. Расчетное моделирование на основе составов прогретых многофазных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах показало, что кристаллизация оливинов и хромшпинелидов из мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива происходила в диапазоне температур от 1430 до 1310 °С, а затем в ходе эволюции расплавов образование оливинов продолжалось и до 1280 °С.

Авторы выражают свою благодарность профессору И.Х. Кембеллу (Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australia) за помощь при проведении исследований расплавных включений методом LA-ICP-MS.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, а также проектов № VIII.66.1.1 и № 50.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Бакуменко И.Т.** Процессы магматического петрогенезиса по данным изучения включений минералообразующих сред // Геология и геофизика, 1986 (7), с. 125—133.

**Бенедюк Ю.П., Симонов В.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Ступаков С.И., Дорошков А.А.** Условия формирования ультрабазитов Алхадырского террейна (Восточный Саян, Сибирь) по результатам комплексного изучения состава хромшпинелидов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (9), с. 1664—1680.

**Ваганов В.И., Соколов С.В.** Термометрия ультраосновных парагенезисов. М., Недра, 1988, 149 с.

**Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т.** Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера, 2007, № 3, с. 3—27.

**Высоцкий Н.К.** Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского района на Урале. Труды Геол. комитета. Нов. сер., 1913, № 62, 694 с.

**Годовиков А.А.** Минералогия. М., Недра, 1975, 520 с.

**Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.** Породообразующие минералы. Т. 1. М., Мир, 1965, 370 с.

**Заварицкий А.Н.** Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. СПб., 1928, с. 1—51.

**Заварицкий А.Н.** Избранные труды. Т. 1 / Ред. А.Г. Бетехтин. М., Изд-во АН СССР, 1956, 703 с.

**Иванов К.С.** Генезис хром-платинового оруденения Уральского (Нижнетагильского) типа // ДАН, 2011, т. 441, № 2, с. 1—3.

**Иванов К.С., Шмелев В.Р.** Платиноносный пояс Урала — магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // ДАН, 1996, т. 347, № 5, с. 649—652.

**Иванов О.К.** Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург, Изд-во УрГУ, 1997, 488 с.

**Иванов О.К., Рудашевский Н.С.** Состав оливина и хромшпинелидов из дунитов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1987, с. 16—35.

**Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В.** Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.

**Магматические горные породы.** Т. 1 / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1983, 766 с.

**Магматогенная кристаллизация** по данным изучения включений расплавов / Под ред. В.С. Соболева, В.П. Костюка. Новосибирск, Наука, 1975, 232 с.

**Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 2010, 280 с.

**Пушкарев Е.В.** Псевдолейцитовые тылаиты в Платиноносном поясе Урала: первичные расплавы производные метасоматизированной мантии // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Т. 3. Сыктывкар, Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 2000, с. 294—297.

**Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Д., Заккарини Ф.** Хром-платиновое оруденение нижне-тагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера, 2007, № 3, с. 28—65.

**Савельев А.А., Савельева Г.Н., Бабарина И.И., Чаплыгина Н.Л.** Тектонические условия расчленения дунит-пироксенитовых тел Платиноносного пояса Урала, Нижнетагильский массив // Геотектоника, 2001, № 6, с. 20—31.

**Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В., Денисова Е.А., Будье Ф., Бош Д., Пучкова А.В.** Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника, 1999, № 2, с. 36—60.

**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 Третьей Международной конференции. Т. 2. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2009, 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). Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, с. 74—75.

**Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В.** Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 521—538.

**Симонов В.А., Котляров А.В., Ступаков С.И.** Особенности магматических систем, участвовавших в формировании гипербазитовых комплексов в рифтогенных и островодужных структурах // Металлогения древних и современных океанов — 2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Миасс, ИМин УрО РАН, 2010, с. 49—52.

**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.

**Симонов В.А., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бенедюк Ю.П., Ступаков С.И.** Состав магматических систем при формировании ультраосновных пород массива Медек (Восточный Саян) // Всероссийское совещание «Современные проблемы геохимии». Т. 3. Иркутск, Изд-во ин-та географии СО РАН, 2012, с. 127—129.

**Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С.** Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция) // ДАН, 2015, т. 464, № 3, с. 341—345.

**Соболев А.В., Никогосян И.К.** Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология, 1994, т. 2, № 2, с. 131—168.

**Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Костюк В.П.** О возможности использования расплавленных включений для петрологических реконструкций // Геология и геофизика, 1976 (5), с. 146—149.

**Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В.** Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987, № 3, с. 13—23.

**Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В.** Нефелинсодержащие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1992, № 4, с. 74—84.

**Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф.** Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия, 1999, № 4, с. 352—370.

**Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Быков В.Н.** Окситермобарометрия хромитовых ультрамафитов (на примере Урала). Ч. II. Состояние окисленности ультрамафитов и состав рудообразующих флюидов // Геохимия, 1998, № 9, с. 877—885.

**Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В.** Окситермобарометрия ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Геохимия, 2002, № 8, с. 846—863.

**Шелепаев Р.А.** Эволюция базитового магматизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2006, 20 с.

**Шмелев В.Р.** К основным проблемам формирования Платиноносного пояса Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2007, с. 144—157.

**Шмелев В.Р., Филиппова С.С.** Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // Геотектоника, 2010, № 4, с. 65—86.

**Шмелев В.Р., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В.** Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый массив и его платиновые месторождения // Путеводитель геологической экскурсии XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2010, с. 38—58.

**Bergmanis E.C., Sinton J.M., Trusdell F.A.** Rejuvenated volcanism along the southwest rift zone, East Maui, Hawai'i // *Bull. Volcanol.*, 2000, v. 62, № 4—5, p. 239—255.

**Boynnton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Elsevier, 1984, p. 63—114.

**Chen C.Y., Frey F.A., Garcia M.O.** Evolution of alkalic lavas at Haleakala Volcano, East Maui, Hawaii — major, trace-element and isotopic constraints // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 105, № 2, p. 197—218.

**Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 491—504.

**Corsaro R.A., Miraglia L., Pompilio M.** Petrologic evidence of a complex plumbing system feeding the July—August 2001 eruption of Mt. Etna, Sicily // *Bull. Volcanol.*, 2007, v. 69, p. 401—421.

**Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.** Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosystems*, 2011, v. 12, № 7, Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.

**Eggins S.M., Rudnick R.L., McDonough W.F.** The composition of peridotites and their minerals: a laser-ablation ICP-MS study // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 154, p. 53—71.

**Halter W., Pettke T., Heinrich C., Rothen-Rutishauser B.** Major to trace element analysis of melt inclusions by laser-ablation ICP-MS: methods of quantification // *Chem. Geol.*, 2002, v. 183, p. 63—86.

**Hawkesworth C.J., O'Nions R.K., Arculus R.J.** Nd and Sr isotope geochemistry of island arc volcanics, Grenada, Lesser Antilles // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1979, v. 45, № 2, p. 237—248.

**Kohut E.J., Stern R.J., Kent A.J.R., Nielsen R.L., Bloomer S.H., Leybourne M.** Evidence for adiabatic decompression melting in the Southern Mariana arc from high-Mg lavas and melt inclusions // *Contr. Miner. Petrol.*, 2006, v. 152, № 2, p. 201—221.

**Krause J., Brüggemann G.E., Pushkarev E.V.** Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains // *Lithos*, 2007, v. 95, p. 19—42.

**Mollo S., Lanzafame G., Masotta M., Iezzi G., Ferlito C., Scarlato P.** Cooling history of a dike as revealed by mineral chemistry: a case study from Mt. Etna volcano // *Chem. Geol.*, 2011, v. 288, p. 39—52.

**Mossman D.J., Coombs D.S., Kawachi Y., Reay A.** High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills Complex, Southland, New Zealand // *Can. Mineral.*, 2000, v. 38, p. 191—216.

**Prelevic D., Foley S.F.** Accretion of arc-lithospheric mantle in the Mediterranean: evidence from extremely high Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions in lamproites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 256, p. 120—135.

**Simonov V., Vasiliev Yu., Kotlyarov A., Stupakov S.** Physico-chemical conditions of crystallization of the Guli ultrabasic massif (north part of the Siberian Platform): evidence from melt inclusions // *Geophys. Res. Abstracts. EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2014*, v. 16, EGU2014-3113.

**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.

**Thirlwall M.F., Graham A.M.** Evolution of high-Ca, high-SR C-series basalts from Grenada, Lesser Antilles — the effects of intra-crustal contamination // *J. Geol. Soc.*, 1984, v. 141, p. 427—445.

**Wolfe E.W., Wise W.S., Dalrymple G.B.** The geology and petrology of Mauna Kea Volcano, Hawaii: a study of postshield volcanism // *US Geol. Survey profess. paper*, 1997, v. 1557, p. 1—129.

*Рекомендована к печати 28 мая 2015 г.  
А.Э. Изухом*

*Поступила в редакцию  
28 мая 2014 г.*