

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.11:548.4

ПЕТРОГЕНЕЗИС ДУНИТОВ ГУЛИНСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА  
(север Сибирской платформы)

В.А. Симонов<sup>1,2</sup>, Ю.Р. Васильев<sup>1,2</sup>, С.И. Ступаков<sup>1</sup>, А.В. Котляров<sup>1</sup>, Н.С. Карманов<sup>1</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

На основе новых данных по силикатным расплавленным включениям в аксессуарных хромшпинелидах выяснены физико-химические условия петрогенезиса дунитов Гулинского массива (север Сибирской платформы). Исследования включений прямо свидетельствуют об участии высокомагнезиальных (16—22 мас.% MgO) щелочных пикритовых и пикробазальтовых расплавов при кристаллизации этих гипербазитов.

Устанавливается эволюция состава магматических систем в ходе внутрикамерной кристаллизации дунитов Гулинского массива от пикрит-меймечитового (с формированием оливинов при температурах 1500—1380 °С и образованием хромшпинелидов в интервале 1420—1360 °С) к пикробазальтовому. Сравнительный анализ с известными ультраосновными магматогенными ассоциациями показал, что расплавленные включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива по содержанию большинства петрохимических компонентов и по особенностям распределения индикаторных редких и редкоземельных элементов близки к включениям во вкрапленниках оливина из меймечитов. В целом новая информация по расплавленным включениям прямо свидетельствует о формировании дунитов Гулинского массива при участии высокомагнезиальных и высокотемпературных расплавов, близких к меймечитовым магмам.

*Физико-химические условия петрогенезиса, расплавленные включения, хромшпинелиды, дуниты, ультраосновные массивы, Сибирская платформа.*

PETROGENESIS OF DUNITES OF THE GULI ULTRABASIC MASSIF  
(northern Siberian Platform)

V.A. Simonov, Yu.R. Vasil'ev, S.I. Stupakov, A.V. Kotlyarov, and N.S. Karmanov

New data on silicate melt inclusions in accessory Cr-spinel have given an insight into the physicochemical conditions of petrogenesis of dunites of the Guli massif (northern Siberian Platform). Studies of the inclusions demonstrate the contribution of high-Mg (16–22 wt.% MgO) alkali-picritic and picrobasaltic melts to the crystallization of these ultrabasic rocks.

During the intrachamber crystallization of the Guli massif dunites, the composition of magmatic systems evolved from picrite-meimechite (with olivine forming at 1500–1380 °C and Cr-spinel forming at 1420–1360 °C) to picrobasalt. Comparison with well-known associations of ultrabasic igneous rocks has shown that melt inclusions in Cr-spinel from the Guli massif dunites are similar to inclusions in olivine phenocrysts from meimechites in the contents of most petrochemical components and in the distribution of indicator trace and rare-earth elements. In general, the new information on melt inclusions testifies that the Guli massif dunites formed with the participation of high-temperature high-Mg melts similar in composition to meimechite magmas.

*Physicochemical conditions of petrogenesis, melt inclusions, Cr-spinel, dunites, ultrabasic massifs, Siberian Platform*

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы генезиса ультрамафитовых комплексов привлекают внимание многочисленных исследователей, что связано прежде всего с выяснением параметров, участвовавших в генетических процессах глубоких мантийных магматических систем, и с их влиянием на распределение и накопление бла-

городных металлов. В этом отношении Гулинский ультраосновной массив, располагающийся в Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы, заслуживает самого пристального внимания. Здесь гипербазиты массива пространственно совмещены с меймечитами, являющимися продуктами кристаллизации глубинных мантийных магм [Соболев и др., 1991, 2009; Рябчиков и др., 2002; Рябчиков, 2005; Sobolev et al., 2011; Васильев, Гора, 2014], а также установлено повышенное содержание платиноидов в ультрамафитах [Когарко и др., 1994; Малич, Лопатин, 1997; Малич и др., 1998]. Благодаря этому Гулинский массив к настоящему времени изучен весьма детально. В то же время, несмотря на возрастающий поток информации, вопросы петрогенезиса ультрабазитов данного массива продолжают оставаться предметом дискуссий. При этом широко используемые геолого-петрологические, минералогические и геохимические методы не всегда дают возможность выяснить особенности кристаллизации пород. Поэтому для решения вопросов генезиса Гулинского массива ранее были использованы данные по расплавленным включениям в минералах (оливины, пироксены, перовскиты, апатиты) из кудитов, оливинитов, верлитов, пироксенитов, щелочных пикритов и оливиновых нефелинитов [Костюк, Панина, 1970; Соколов и др., 1999; Расс, Плечов, 2000; Соколов, 2003; Панина, 2006; Панина, Моторина, 2013]. Однако проблемы формирования дунитов, занимающих основной объем Гулинского массива, и роль в этих процессах высокотемпературных магматических систем остаются практически не рассмотренными с помощью исследования расплавленных включений методами термобарогеохимии.

В статье приводятся результаты исследования образцов дунитов Гулинского массива, позволившие найти в аксессуарных хромшпинелидах первичные силикатные включения, представляющие, судя по итогам экспериментальных и аналитических работ, микропорции высокотемпературных расплавов, захваченных минералом в процессе его роста. Анализ этих расплавленных включений дал возможность выяснить физико-химические условия петрогенезиса дунитов Гулинского массива.

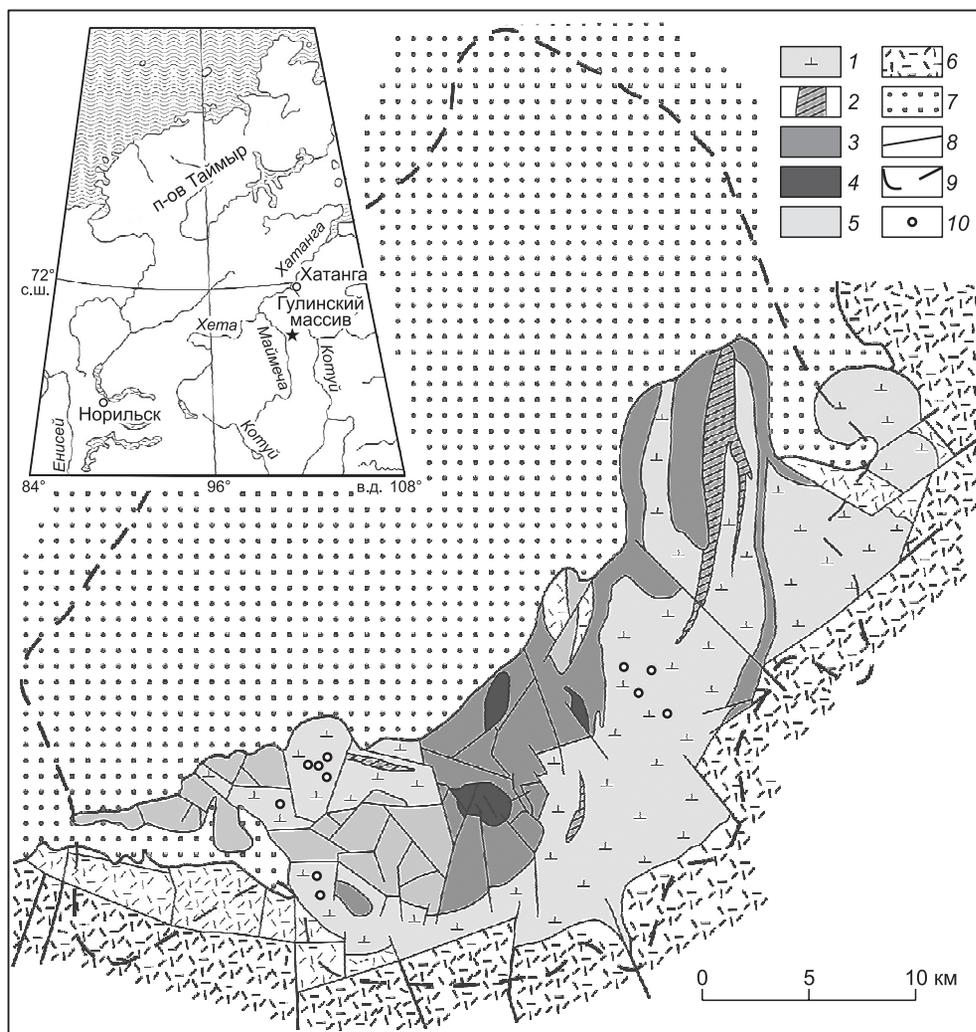
#### ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГУЛИНСКОГО МАССИВА

Гулинский массив является крупным геологическим объектом и, судя по геофизическим данным, его площадь составляет около 2000 км<sup>2</sup>. На современном эрозионном срезе вскрыто примерно 500 км<sup>2</sup>. Остальное перекрыто мезокайнозойскими и четвертичными отложениями Енисей-Хатангской впадины. Открытая часть массива в виде серповидной полосы шириной 10—12 км вытянута в северо-восточном направлении на 60 км, занимая водораздел рек Маймеча и Котуй. Основной объем Гулинского массива занимают дуниты, контактирующие с пермтриасовыми вулканическими породами онкучакской и тыванкитской свит Маймеча-Котуйской провинции, а также с меймечитами маймеченской свиты [Васильев, Золотухин, 1975; Егоров, 1991; Vasiliev, Zolotukhin, 1995; Васильев, Гора, 2012; и др.]. Массив сложен разнообразными породами от ультраосновного до щелочного составов, а также карбонатитами (рис. 1). Установлена последовательность формирования породных комплексов: дуниты—клинопироксениты—мелилитолиты—щелочные породы якупирангит-уртитового ряда—сиениты—карбонатиты.

Информация о времени формирования пород, входящих в состав Гулинского массива и непосредственно ассоциирующих с ним, опубликована ранее. В ряде публикаций [Когарко и др., 1996; Kogarko, Zartman, 2007; Соболев и др., 2009] отмечено, что часть дунитов Гулинского плутона образует единые Nd-Sm и U-Pb изохроны с меймечитами Маймеча-Котуйской провинции и поэтому, возможно, близка к ним по возрасту. Время образования меймечитов оценивалось по соотношению <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar в биотите — 246 ± 1.2 млн лет [Dalrymple et al., 1995]. Есть возрастные данные для находящихся ниже по разрезу меймечитов пород дельканской (251.1 ± 0.3 млн лет) и арыджангской (251.7 ± 0.4 млн лет) свит, полученные по циркону и перовскиту соответственно [Kamo et al., 2003]. Возраст меланефелинитов из низов арыджангской свиты составляет 253.3 ± 2.6 млн лет по <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar определениям [Basu et al., 1995]. Эти датировки в целом близки к возрасту карбонатитов Гулинского плутона — 250.2 ± 0.3 млн лет, определенному по <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U в бадделеите [Kamo et al., 2003]. Практически аналогичные данные получены для Гулинского массива в целом — U-Pb возраст находится в пределах 250 ± 9 млн лет [Когарко, Зартман, 2011]. Таким образом, можно выделить следующий временной интервал щелочно-ультраосновного магматизма, ответственного за формирование Гулинского массива и ассоциирующих с ним вулканитов (включая меймечиты) — 253—246 млн лет.

Результаты последних изотопных исследований эффузивов Маймеча-Котуйской провинции с помощью метода <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U CA-TIMS [Burgess, Bowring, 2015] показали, что возраст туфов дельканской (251.9—251.5 млн лет) и лав арыджангской (252.3—252.2 млн лет) свит подтверждает отмеченные выше данные и попадает в нижнюю часть выделенного временного интервала магматических процессов формирования Гулинского массива и связанных с ним вулканогенных пород — 253—246 млн лет.

В целом имеющиеся возрастные характеристики и геологические наблюдения дают возможность судить об особенностях взаимодействия Гулинского массива (в ходе его формирования) с эффузивными комплексами Маймеча-Котуйской провинции. Прежде всего отмеченные выше данные свидетельству-



**Рис. 1. Схема геологического строения Гулинского массива, по [Егоров, 1991].**

1 — дуниты; 2 — клинопироксениты; 3 — щелочные породы (мелилитолиты, кугдиты, якупирангиты, ийолиты, шонкиниты и др.); 4 — карбонатиты; 5 — меймечиты маймечинской свиты; 6 — пермотриасовые вулканические породы онкучакской (базальты) и тыванкитской (базальты и трахибазальты) свит; 7 — мезокайнозойские и четвертичные отложения Енисей-Хатангской впадины; 8 — тектонические нарушения; 9 — контуры Гулинского массива по геофизическим данным; 10 — места отбора исследованных образцов дунитов.

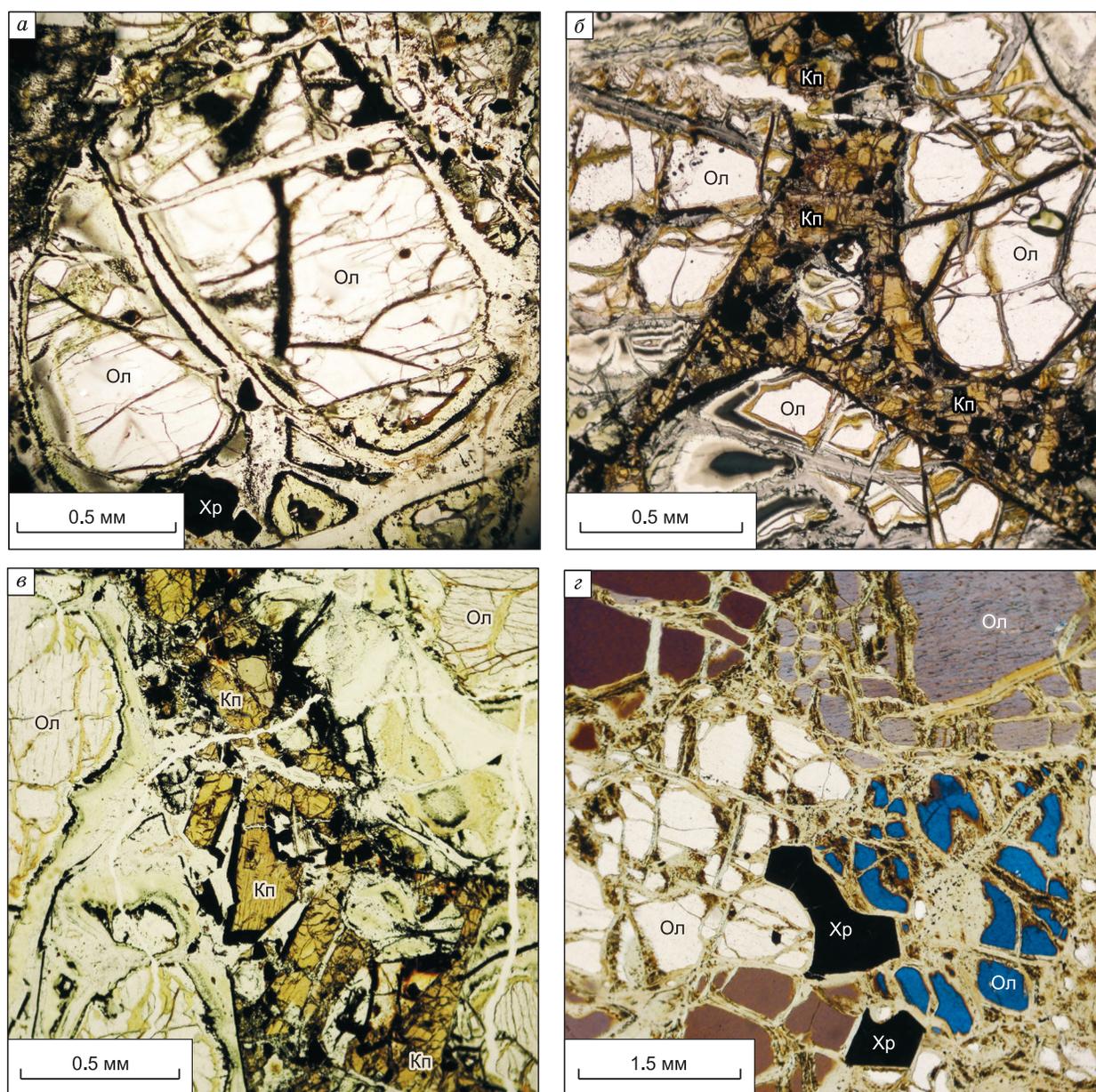
ют об имеющемся временном разрыве (4.0—4.5 млн лет) между образованием массива и последующих излияний лав меймечитов. Устанавливается термальное взаимодействие дунитов с вулканическими комплексами онкучакской, тыванкитской и, вероятно, дельканской свит. Интервал времени формирования пород дельканской свиты и карбонатитов Гулинского массива, судя по датировкам, близок. В дальнейшем, в процессе эрозионной деятельности, породы кровли и часть массива были разрушены, но основной объем гулинского интрузивного комплекса сохранился и в настоящее время и, как показывают геофизические работы, в значительной мере перекрыт осадками (см. рис. 1). При этом в строении массива явно преобладают дуниты, что подтверждается мощной гравитационной аномалией [Сазонов и др., 2001] и геологическими наблюдениями его открытой части. Новый этап тектономагматической активизации Енисей-Хатангского рифта в зоне Гулинского массива сопровождался мощными излияниями щелочно-ультраосновных (меймечитовых) расплавов на эродированную поверхность дунитов и вулканигов. Одновременно масштабные блоковые перемещения в бортовой части рифта привели к тому, что значительная часть Гулинского массива и вулканической толщи были ступенчато сброшены в сторону центра рифта и перекрыты более молодыми юрско-меловыми отложениями.

Гулинский массив можно разделить на две части (юго-западную и северо-восточную), которые отделены друг от друга комплексом щелочных пород и карбонатитов (см. рис. 1). Для юго-запада харак-

терна тесная пространственная ассоциация дунитов с многочисленными телами меймечитов, а также существенное развитие щелочного магматизма. Здесь встречаются участки дунитов, обогащенные клинопироксеном и биотитом. Для северо-восточной части массива отмечается присутствие значительных объемов клинопироксенитов, представленных жильными телами и крупными образованиями, имеющими нечеткие границы с дунитами.

Геологическое положение пород Гулинского массива, их петрографические и минералогические свойства, а также особенности химического состава рассмотрены в предыдущих публикациях [Бутакова, Егоров, 1962; Васильев, Золотухин, 1975; Егоров, 1991; Соболев и др., 2009; и др.]. В связи с этим далее приводится только краткая характеристика основных типов пород массива.

**Дуниты** преобладают по отношению к другим породам, занимая не менее 60 % Гулинского массива. Дуниты юго-западной части массива отличаются от пород северо-востока микроструктурным разнообразием. Как правило, они имеют порфиривидную структуру (рис. 2, а), неравномерную степень серпентинизации и содержат мелкие (меньше 1 мм) зерна хромшпинелидов иногда с отчетливой огран-



**Рис. 2. Фотографии шлифов дунитов Гулинского массива.**

а, б, в — дуниты юго-западной части массива (без анализатора). г — дуниты северо-восточной части массива (никколи +). Ол — оливин, Хр — хромшпинелид, Кп — клинопироксен, волокнистая масса — серпентин, темные фазы в ассоциации с клинопироксеном — рудные минералы (титаномагнетит, ильменит, хромит).

кой. Встречаются структуры, близкие к кумулятивным. В частности на рис. 2, б видно, как между относительно крупными кристаллами оливина располагается зона (шириной 0.5—0.7 мм), выполненная мелкими зернами клинопироксена и рудного минерала (титаномагнетит, ильменит, хромит). Удлиненная форма хорошо ограненных кристалликов пироксена (см. рис. 2, в) свидетельствует об их быстром росте из интеркумулусного расплава, находившегося между кумулятивными оливинами. Таким образом, кристаллизация клинопироксена и рудных минералов приводит к формированию в пространстве между кумулятивными вкрапленниками оливина фактически рудных пироксенитов, которые представлены в пределах Гулинского массива самостоятельными телами. В целом количество клинопироксена в рассмотренных дунитах иногда превышает 5 %, и эти породы формально можно отнести к перидотитам. В основном же содержание пироксена меньше и изученные нами ультрабазиты юго-запада массива относятся к пироксеносодержащим дунитам.

Дуниты северо-восточного участка представляют собой мелко- и среднезернистые породы с массивной текстурой и с разнообразными структурами от аллотриоморфной до порфиоровидной. Обычно наблюдается петельчатая серпентинизация с содержанием серпентина до 50—60 % объема породы. Зерна хромита образуют крупные (до 2 мм) неправильные по форме выделения между кристаллами оливина (см. рис. 2, г). Изредка встречаются цепочки зерен и прожилки хромита.

**Перидотиты** внешне похожи на дуниты, с которыми они пространственно тесно взаимосвязаны, отличаясь от них повышенными содержаниями (до 20—40 %) клинопироксена. Структура перидотитов гипидиоморфно-зернистая. Пироксен всегда ксеноморфен по отношению к оливину. Порфиоровидные перидотиты состоят из оливина и основной массы, сложенной мелкими зернами клинопироксена и оливина.

**Клинопироксениты** составляют заметную часть Гулинского массива (до 20—25 %). Их жильные проявления представлены крутопадающими дайкообразными телами переменной мощности (до 1.5 м), сложенными клинопироксеном и титаномагнетитом. Количество последнего в рудных пироксенитах может достигать 20 %. Иногда наблюдается зональность с более крупными кристаллами клинопироксена в ассоциации с биотитом и нефелином в центральных частях тел. В отдельных участках Гулинского массива сближенные жилы пироксенитов образуют мощные зоны и содержат ксенолиты дунитов. В северо-восточной части массива известны крупные зоны пироксенитов, имеющих с дунитами нечеткие контакты.

**Различные породы щелочного комплекса и карбонатиты** приурочены в основном к центральной части Гулинского массива. Они образуют небольшие тела, дайки и диатремы. Выделяются интрузивные образования с мелилитом (мелилитолиты, кугдиты и т. п.) и более поздние многочисленные интрузивные тела якупирангит — уртитового ряда (мельтейгиты, ийолиты, уртиты), а также шонкиниты. Породы карбонатитового комплекса, представленные дайками фоскаритов и штоками кальциевых карбонатитов, располагаются в центральной части щелочного комплекса.

**Меймечиты**, находящиеся в тесной пространственной ассоциации с дунитами Гулинского массива, рассматривались во многих публикациях [Бутакова, Егоров, 1962; Васильев, Золотухин, 1972; Соболев и др., 1972; Соболев и др., 1991, 2009; Рябчиков, 2005; Рябчиков и др., 2009; Васильев, Гора, 2014; и др.]. Среди меймечитов преобладают лавовые образования. Они сосредоточены в юго-западной части Гулинского массива и занимают около 60 км<sup>2</sup>. Внешне это породы, имеющие порфиоровую структуру и состоящие на 40—70 % из крупных вкрапленников магнезиального оливина и частично или полностью раскристаллизованной основной массы, в которой значительную роль играет клинопироксен. В качестве аксессуарных минералов присутствуют хромшпинель, титаномагнетит, перовскит, биотит и сульфиды. Оливин вкрапленников и аксессуарный хромшпинелид образуют дунитовый парагенезис, близкий по составу минеральных фаз к дунитам Гулинского массива.

Для выяснения условий петрогенезиса дунитов нами были собраны образцы на юго-западном и северо-восточном участках Гулинского массива. На схеме геологического строения массива (см. рис. 1) отмечены места отбора проб дунитов, с хромшпинелидами из которых были проведены высокотемпературные эксперименты. В целом детально (включая экспериментальные работы) было изучено 11 оригинальных образцов дунитов и только в случае трех из них, отобранных на юго-западе (обр. 426а и 445в) и северо-востоке (обр. 761) Гулинского массива удалось найти расплавные включения в аксессуарных хромитах. Наиболее представительные данные по силикатным расплавным включениям в хромшпинелидах получены при исследовании образцов дунитов из юго-западной части массива.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Расплавные включения в хромшпинелидах успешно используются для выяснения условий петрогенезиса различных типов пород [Kamenetsky et al., 2001, 2002]. Особое значение исследования многофазных силикатных микровключений в хромитах имеют в случае гипербазитов [Симонов и др., 2009а, 2011; Borisova et al., 2012], подвергающихся интенсивным вторичным изменениям. Обычно в таких

преобразованных породах только хромшпинелиды сохраняют свои свойства и соответственно содержат информацию о первичных процессах формирования ультрабазитов, независимо от их возраста и степени вторичной переработки.

В основу наших исследований условий петрогенезиса гипербазитов Гулинского массива положены результаты анализа расплавных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов. С учетом того, что рассмотренные хромиты практически непрозрачны и невозможно вести наблюдения за включениями в ходе нагрева, была применена особая методика экспериментов с использованием микрокамеры на основе силовитового нагревателя [Симонов и др., 2009а, 2011]. Вначале под бинокулярным микроскопом отбирались преимущественно идиоморфные кристаллики аксессуарных хромшпинелидов и их обломки. Отобранная проба (до 100—200 зерен хромшпинелидов фракции 0.5—0.25 мм) помещалась в графитовый микроконтейнер с внутренними размерами в первые миллиметры. Микроконтейнеры закрывались графитовыми крышками и подвергались нагреву в микротермокамере с силовитовым нагревателем. Хромшпинелиды, помещенные в контейнеры, находились при температурах выше 1100 °С в восстановительных условиях в результате реакции воздушного кислорода с графитом.

В целом эксперименты при высоких температурах проводились на основе методической информации из предыдущих работ, посвященных исследованиям расплавных включений [Магматогенная кристаллизация..., 1975; Соболев и др., 1976; Бакуменко, 1986; Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994], с учетом малой вязкости расплавов (характерных для базит-гипербазитовых комплексов) и сведения к минимуму возможности растворения матрицы хромита-хозяина: нагрев до 1000—1100 °С (8—10 мин), постепенный нагрев до 1330—1340 °С (10 мин), закалка. Для максимального превращения расплава во включениях в гомогенное стекло проводилась закалка в воде.

Выбор температурного режима (нагрев до 1330—1340 °С) определялся прежде всего тем, что основной задачей высокотемпературных экспериментов было расплавить содержимое силикатных микровключений в хромшпинелидах и получить при закалке гомогенное стекло, которое затем анализировалось методом сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной спектроскопии (СЭМ-ЭДС), а также с помощью ионного зонда. В связи с этим большое значение представляет имеющийся у авторов опыт подобных экспериментов, показавший, что нагрев до 1300—1330 °С был достаточен для расплавления содержимого включений в хромшпинелидах из базит-гипербазитовых комплексов и получения гомогенного стекла при закалке [Симонов и др., 2009а, 2011; Бенедюк, Симонов и др., 2015]. Учитывая ультраосновной характер рассматриваемых пород, свидетельствующий о высокомагнезиальных магматических расплавах, из которых могли кристаллизоваться минералы, а также результаты наших экспериментов с включениями в хромитах из дунитов других гипербазитовых массивов, температуры опытов с хромшпинелидами из Гулинского массива были несколько выше (1330—1340 °С), чем в предыдущих случаях.

Прогретые и закаленные пробы хромшпинелидов помещали в алюминиевые шашки, заливали эпоксидной смолой, и зерна хромитов вскрывали при шлифовке и полировке. Препарат тщательно просматривали в отраженном свете на рудном микроскопе. Всего были изучены под микроскопом результаты восьми успешных высокотемпературных опытов (около 1200 зерен хромита) и только в 12 зернах из трех образцов аксессуарных хромшпинелидов дунитов Гулинского массива были найдены силикатные включения. Для того чтобы выяснить, как могли выглядеть прогретые включения до экспериментов, повторно отбирали монофракции аксессуарных хромитов из этих же образцов. Из проб негретых хромшпинелидов готовили полированные препараты, которые изучали на рудном микроскопе.

Все экспериментальные работы с расплавными включениями проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Стекла и микрофазы во включениях, а также вмещающие их хромшпинелиды исследовались в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной спектроскопии (СЭМ-ЭДС) на микроскопе MIRA 3 LMU ((Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450 + XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd)) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1.5 нА и времени набора спектров 20—30 с. При этих условиях анализа погрешность определения основных компонентов ( $C > 10$  мас. %) не превышает 1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1—10 мас. % лежит в диапазоне 2—6 отн. % и не превышает 10 отн. %. При концентрациях вблизи предела определения (0.2—0.3 мас. %) погрешность может достигать величины 20—30 отн. % [Лаврентьев и др., 2015].

Содержания редких, редкоземельных элементов (Th, Rb, Ba, Sr, V, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Y, Zr, Nb, Ta, U) и воды в стеклах прогретых и закаленных расплавных включений определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [Соболев, 1996]. Пределы обнаружения: H<sub>2</sub>O — 0.05 мас. %, редкие и редкоземельные элементы — 0.01 г/т. При анализе на ионном зонде использовались международные стандарты — NIST 610 и NIST 611.

## ОЛИВИНЫ, ХРОМШПИНЕЛИДЫ И КЛИНОПИРОКСЕНЫ

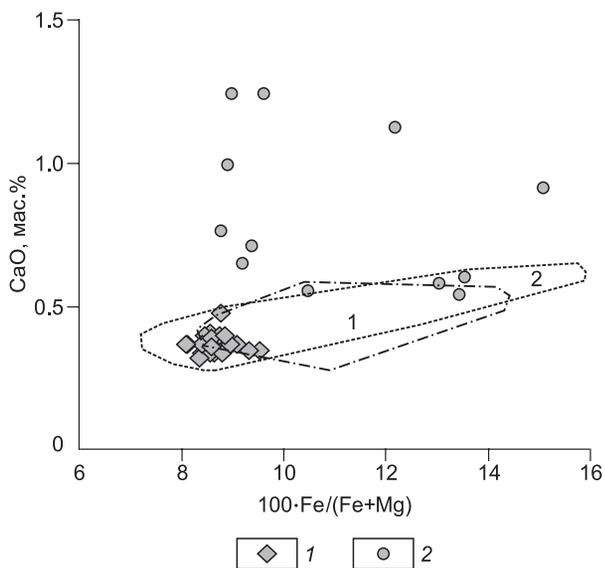
Составы минералов из дунитов Гулинского массива рассматривались ранее [Васильев, Золотухин, 1975; Коненко, 1982; Соболев и др., 2009]. В нашем случае основное внимание было уделено оливинам, хромитам и клинопироксенам из дунитов юго-западной части Гулинского массива, в акцессорных хромшпинелидах из которых были найдены и исследованы расплавные включения.

**Оливины.** Получены новые данные по составам оливинов из основной массы дунитов юго-западной части Гулинского массива, а также по составам кристалликов оливина, находящихся внутри расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из этих гипербазитов (табл. 1). Как видно на рис. 3, оливины изученных дунитов юго-запада Гулинского массива (с расплавными включениями в хромитах) практически совпадают по своим химическим характеристикам с оливинами из дунитов массива в целом. Оливины в расплавных включениях резко отличаются от породообразующих минералов в исследованных образцах дунитов повышенными значениями кальция и железистости. Необходимо отметить, что в поле оливинов из меймечитов (пространственно ассоциирующих с Гулинским массивом) попадают оливины из рассмотренных дунитов и часть оливинов из расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из этих пород. При этом минералы из дунитов Гулинского массива ассоциируют с менее железистыми оливинами меймечитов, а оливины из включений — с более железистыми,

Таблица 1. Представительные анализы (мас. %) оливинов из дунитов Гулинского 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 #	Fo
1	40.38	н.о.	0.24	9.04	0.14	49.40	0.35	0.46	100.01	9.31	89.73
2	40.65	»	0.00	7.92	0.18	50.35	0.37	0.53	100.00	8.11	90.80
3	40.32	»	0.00	8.86	0.14	49.81	0.37	0.50	100.00	9.08	89.91
4	40.58	»	0.12	8.19	0.17	50.18	0.37	0.40	100.01	8.39	90.65
5	40.66	»	0.13	7.90	0.16	50.35	0.37	0.44	100.01	8.09	90.92
6	40.64	»	0.00	8.58	0.17	49.92	0.34	0.35	100.00	8.80	90.33
7	40.27	»	0.13	8.74	0.13	49.96	0.37	0.41	100.01	8.94	90.14
8	40.44	»	0.00	8.41	0.14	50.29	0.36	0.36	100.00	8.58	90.54
9	40.42	»	0.00	8.65	0.16	49.97	0.40	0.40	100.00	8.85	90.17
10	40.58	»	0.00	8.53	0.16	49.88	0.48	0.36	99.99	8.76	90.20
11	40.12	»	0.67	12.59	0.26	45.43	0.54	0.39	100.00	13.46	85.67
12	39.92	»	0.53	12.64	0.29	45.20	0.60	0.53	99.71	13.56	85.46
13	40.14	»	0.75	10.04	н.о.	48.05	0.55	0.47	100.00	10.49	88.44
14	42.33	0.26	0.74	8.85	»	46.57	1.24	н.о.	99.99	9.64	88.83
15	40.11	н.о.	0.49	12.37	»	46.28	0.58	0.30	100.01	13.07	85.99
16	40.22	»	0.54	11.45	»	46.28	1.12	0.39	100.00	12.19	86.15
17	40.68	»	0.43	8.86	»	48.99	0.65	0.40	100.01	9.21	89.65
18	40.78	»	0.60	8.42	»	48.97	0.76	0.47	100.00	8.80	89.86
19	40.41	»	0.47	8.96	0.23	48.48	0.71	0.38	99.64	9.40	89.19
20	41.27	»	0.42	8.45	0.00	48.38	0.99	0.28	99.79	8.93	89.62
21	40.44	0.00	0.08	9.88	0.18	48.12	0.40	0.27	99.38	10.33	88.78
22	40.40	0.00	0.06	11.00	0.18	47.45	0.45	0.31	99.85	11.51	87.52
23	40.70	0.00	0.07	11.04	0.19	47.09	0.45	0.35	99.89	11.63	87.35
24	40.70	0.00	0.05	12.00	0.21	46.12	0.48	0.28	99.83	12.74	86.26
25	40.66	0.00	0.06	11.44	0.20	47.03	0.40	0.31	100.10	12.01	87.07
26	40.40	0.00	0.06	10.44	0.19	48.05	0.43	0.32	99.88	10.87	88.17
27	40.77	0.00	0.07	10.43	0.19	47.81	0.45	0.30	100.01	10.91	88.13
28	40.41	0.00	0.03	13.32	0.23	44.98	0.54	0.31	99.82	14.25	84.64
29	39.92	0.00	0.05	13.25	0.23	45.41	0.52	0.28	99.66	14.07	84.88

Примечание. 1—10 — оливины основной массы исследованных дунитов Гулинского массива, в акцессорных хромшпинелидах из которых были изучены расплавные включения; 11—20 — оливины в расплавных включениях из акцессорных хромшпинелидов дунитов Гулинского массива; 21—29 — оливины дунитов юго-западной части Гулинского массива. Fe# = 100·Fe/(Fe + Mg). Fo — содержание форстеритового компонента, %. 1—20 — анализы выполнены методом СЭМ-ЭДС на микроскопе MIRA 3 LMU; 21—29 — анализы на микроанализаторе Camebax-Micro; н.о. — ниже предела обнаружения.



**Рис. 3. Диаграмма CaO—100·Fe/(Fe + Mg) для оливинов из дунитов Гулинского массива.**

1 — оливины основной массы исследованных дунитов Гулинского массива, в акцессорных хромшпинелидах из которых были изучены расплавные включения; 2 — оливины в расплавных включениях из акцессорных хромшпинелидов дунитов Гулинского массива. Поля: 1 — оливины дунитов Гулинского массива ([Соболев и др., 2009] и данные авторов); 2 — оливины из меймечитов севера Сибирской платформы [Соболев и др., 2009].

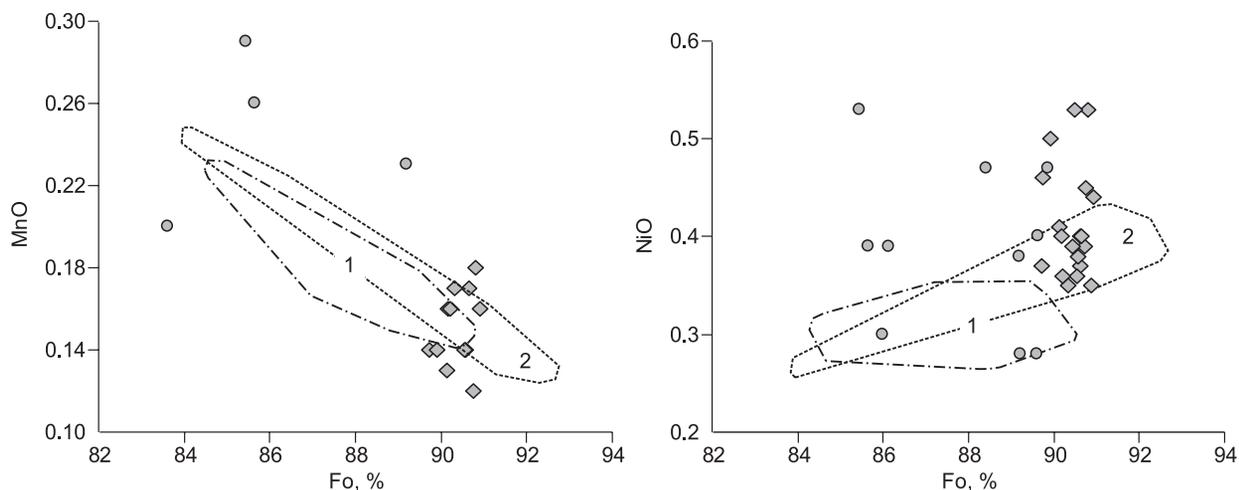
прослеживая в целом тренд роста CaO в оливинах меймечитов при увеличении роли железа (см. рис. 3).

Изученные нами оливины из основной массы дунитов юго-западной части Гулинского массива содержат существенно меньше марганца, чем минералы в расплавных включениях и близки по содержанию этого элемента к наиболее магнезиальным оливинам из других дунитов массива и из меймечитов.

В случае NiO наблюдается обратная картина — содержания никеля меньше в оливинах из включений. В общем полученные нами данные по оливинам (в расплавных включениях и в основной массе) из дунитов юго-запада Гулинского массива хорошо согласуются с трендами отдельных химических компонентов, показывающих падение MnO и рост NiO при увеличении магнезиальности оливинов из меймечитов (рис. 4).

Оливины из включений в хромшпинелидах заметно отличаются от оливинов из дунитов повышенными содержаниями хрома (см. табл. 1). Эти особенности вряд ли можно связать с влиянием матрицы хромита-хозяина, так как анализировались преимущественно участки кристалликов оливина, которые располагаются на существенном расстоянии от границ включений. Учитывая это, вполне обоснованно была построена диаграмма Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—CaO, на которой видны явные различия оливинов из включений и из основной массы дунитов (рис. 5).

Таким образом, исследования показали, что по отдельным значениям некоторых химических характеристик (железистость и форстеритовый компонент, а также FeO, NiO, SiO<sub>2</sub>) оливины основной массы дунитов юго-запада Гулинского массива (в хромитах, из которых изучены включения) и часть данных по оливинам во включениях показывают определенное сходство между собой. В то время как по содержанию других компонентов (CaO, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO) они явно различаются. Частичное сходство химизма минералов говорит о том, что составы расплавов (из которых кристаллизовались оливины включений и основной массы дунитов) были близки между собой на определенной стадии развития магматической системы.



**Рис. 4. Зависимость содержаний MnO и NiO (мас. %) от значений форстеритового компонента в оливинах из дунитов Гулинского массива.**

Усл. обозн. см. на рис. 3.

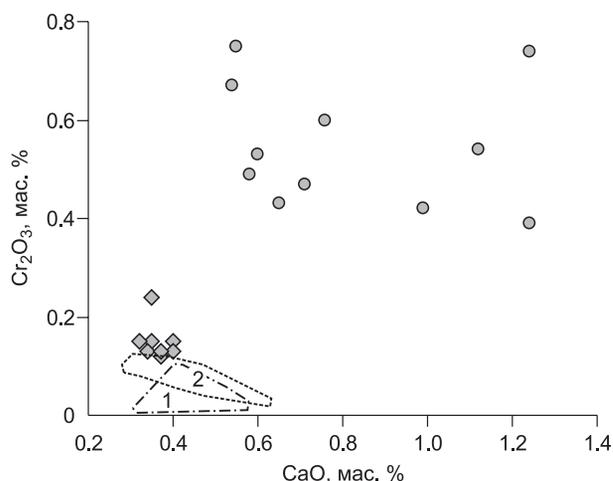
**Рис. 5. Диаграмма Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—CaO для оливинов из дунитов Гулинского массива.**

Усл. обозн. см. на рис. 3.

В целом составы породообразующих оливинов из изученных нами дунитов юго-западной части массива согласуются с опубликованными данными и близки к наиболее магнезиальным оливинам из меймечитов.

**Хромшпинелиды.** Составы акцессорных хромшпинелидов (с расплавленными включениями) из дунитов юго-западной части Гулинского массива приведены в табл. 2. Необходимо отметить, что в литературе имеется большой объем информации по хромитам из гипербазитов, поэтому, учитывая основную цель наших исследований, связанную с выяснением условий кристаллизации дунитов из высокотемпературных расплавов, сравнение полученных данных по хромшпинелидам Гулинского массива проводилось в основном с информацией по хромитам (с расплавленными включениями) из ультраосновных комплексов, имеющих магматогенное происхождение [Симонов, Ковязин, 2009; Симонов и др., 2009б, 2010, 2011].

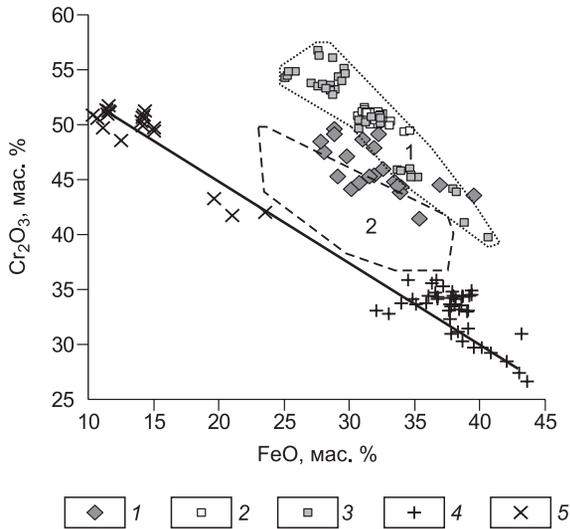
Исследования показали, что по соотношению Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—FeO (рис. 6) изученные хромшпинелиды (с расплавленными включениями) из дунитов юго-запада Гулинского массива располагаются между данными по акцессорным хромитам из дунитов других ультраосновных массивов Сибирской платформы (Кондер, Инагли) и по минералам из меймечитов. В общем все эти хромшпинелиды существенно отличаются от хромитов из гипербазитов современных и древних (офиолиты) океанических структур повышенной хромистостью и значительно меньшими вариациями содержания железа. По высоким содержаниям титана, установленным нами (до 6 мас. %), и согласно опубликованным данным (до 7.8 мас. % [Васильев, Золотухин, 1975]), акцессорные хромшпинелиды из дунитов Гулинского массива явно отличаются от хромитов из других ультраосновных массивов Сибирской платформы и от хромшпинели-



**Таблица 2. Представительные анализы (мас. %) хромшпинелидов из дунитов Гулинского массива**

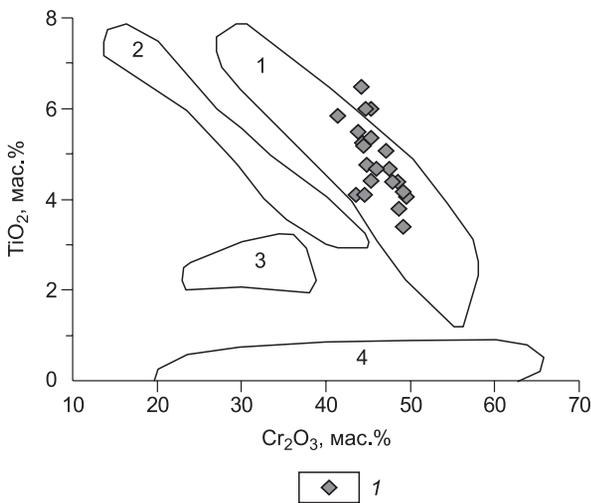
№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	Сумма	Mg#	Cr#
1	н.о.	5.25	6.20	44.31	33.98	н.о.	10.26	н.о.	100.00	45.05	82.74
2	»	5.48	6.17	43.81	33.91	»	10.64	»	100.01	46.37	82.65
3	»	5.19	6.21	44.45	33.77	»	10.39	»	100.01	45.64	82.76
4	»	4.09	5.10	43.53	39.54	»	7.74	»	100.00	35.56	85.13
5	»	4.10	5.50	44.56	36.95	»	8.66	»	99.77	39.57	84.46
6	»	4.39	6.77	48.48	27.79	»	12.13	0.45	100.01	54.18	82.77
7	»	4.67	6.36	45.94	32.57	»	10.16	0.30	100.00	45.54	82.89
8	»	4.38	6.36	47.84	31.95	»	9.47	н.о.	100.00	42.63	83.46
9	»	6.49	7.18	44.17	30.14	»	12.02	»	100.00	50.69	80.49
10	»	5.99	7.13	45.32	29.17	»	12.14	0.00	99.75	51.83	81.00
11	»	4.06	6.32	49.59	28.84	»	10.92	0.26	99.99	49.40	84.04
12	»	3.79	6.15	48.65	31.03	0.40	9.66	0.32	100.00	44.87	84.14
13	»	3.40	5.59	49.09	32.27	0.53	9.12	0.00	100.00	42.79	85.49
14	»	5.84	6.14	41.41	35.38	0.62	10.07	0.30	99.76	44.76	81.90
15	»	5.35	6.72	45.38	31.89	0.46	9.92	0.27	99.99	44.30	81.92
16	»	5.07	6.84	47.09	29.83	0.56	10.60	0.00	99.99	47.24	82.20
17	»	4.41	7.31	45.29	31.57	0.59	10.83	0.00	100.00	48.80	80.61
18	»	6.00	6.83	44.71	30.77	0.64	11.05	0.00	100.00	48.17	81.45

Примечание. 1—18 — акцессорные хромшпинелиды с расплавленными включениями из дунитов юго-западной части Гулинского массива. Mg # = Mg·100/(Mg + Fe<sup>2+</sup>). Cr # = Cr·100/(Cr + Al). Анализы выполнены методом СЭМ-ЭДС на микроскопе MIRA 3 LMU.



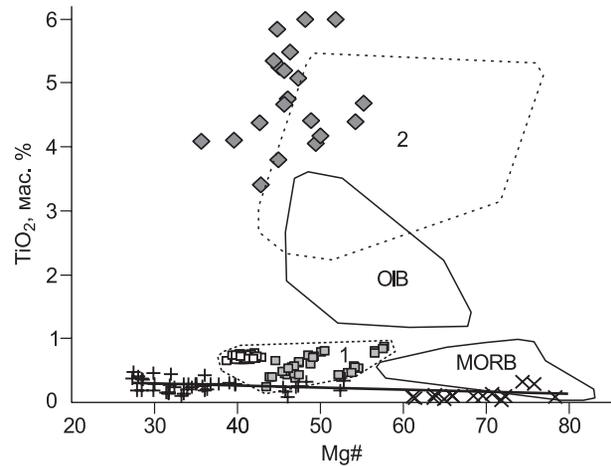
**Рис. 6.** Диаграмма  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{FeO}$  для акцессорных хромшпинелидов из дунитов Гулинского массива.

1—4 — акцессорные хромшпинелиды с расплавленными включениями из дунитов: Гулинского (1), Кондерского (2, Сибирская платформа), Инаглинского (3, Сибирская платформа) и Карашатского (4, офиолиты Южной Тувы) массивов; 5 — из перидотитов зоны разлома  $15^\circ 20'$  в Центральной Атлантике. Поля акцессорных хромшпинелидов с включениями из дунитов ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы (1, Кондерский и Инаглинский [Симонов и др., 2010, 2011]) и хромшпинелидов из меймечитов (2, по данным [Васильев, Золотухин, 1975; Heinonen, Luttinen, 2010]). Сплошной линией показан тренд хромшпинелидов из гипербазитов океанических структур.



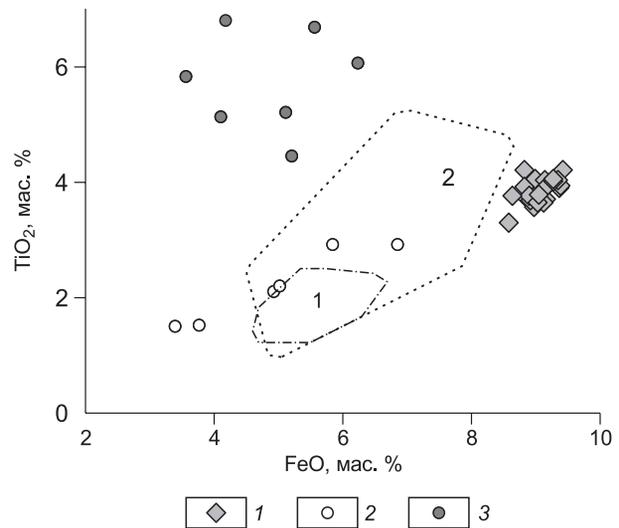
**Рис. 8.** Диаграмма  $\text{TiO}_2$  —  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  для акцессорных хромшпинелидов из дунитов Гулинского массива.

1 — акцессорные хромшпинелиды с расплавленными включениями из дунитов Гулинского массива. Тренды закономерного изменения состава хромшпинелидов (1—4) обведены сплошными линиями. Тренд 1 включает составы хромшпинелидов Гулинского плутона (в том числе данные и по минералам из меймечитов); 2—4 — составы, возможные для кимберлитов, в том числе тренд 4 — составы, вероятные для алмазонасных кимберлитов (по данным [Соболев и др., 2013]).



**Рис. 7.** Зависимость содержаний  $\text{TiO}_2$  от магнезиальности ( $\text{Mg}\#$ ) для акцессорных хромшпинелидов из дунитов Гулинского массива.

Поля хромшпинелидов из базальтов океанических островов (OIB) и срединно-океанических хребтов (MORB).  $\text{Mg}\# = \text{Mg} \cdot 100 / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ . Остальные усл. обозн. см. на рис. 6. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Васильев, Золотухин, 1975; Соболев, Никогосян, 1994; Heinonen, Luttinen, 2010].



**Рис. 9.** Диаграмма  $\text{TiO}_2$ — $\text{FeO}$  для клинопироксенов из пород Гулинского массива.

1 — клинопироксены из интеркумулуса (см. рис. 2) дунитов юго-западной части Гулинского массива; 2, 3 — клинопироксены в расплавленных включениях (2 — с габброидной структурой, 3 — со структурой «спинифекс») в акцессорных хромшпинелидах дунитов Гулинского массива. Поля: 1 — клинопироксены из пироксенизированных дунитов и пироксенитов Гулинского массива (по данным [Васильев, Золотухин, 1975; Коненко, 1982]); 2 — клинопироксены из меймечитов севера Сибирской платформы (по данным [Коненко, 1982]).

дов из гипербазитов современных и древних океанических структур. В то же время хромиты Гулинского массива близки к хромшпинелидам из меймечитов (рис. 7).

На диаграмме  $TiO_2-Cr_2O_3$  практически все наши данные по хромитам из рассмотренных дунитов приурочены к тренду хромшпинелидов Гулинского плутона, включающего и точки составов минералов из меймечитов. При этом они отличаются от хромшпинелидов, имеющих возможное происхождение из кимберлитов (рис. 8).

В целом анализ состава акцессорных хромшпинелидов из дунитов Гулинского массива показал, с одной стороны, отличие (особенно по содержанию титана) от данных по хромитам из ультраосновных комплексов, формировавшихся в других частях Сибирской платформы и в океанических структурах, а с другой, — определенное сходство с хромшпинелидами из меймечитов.

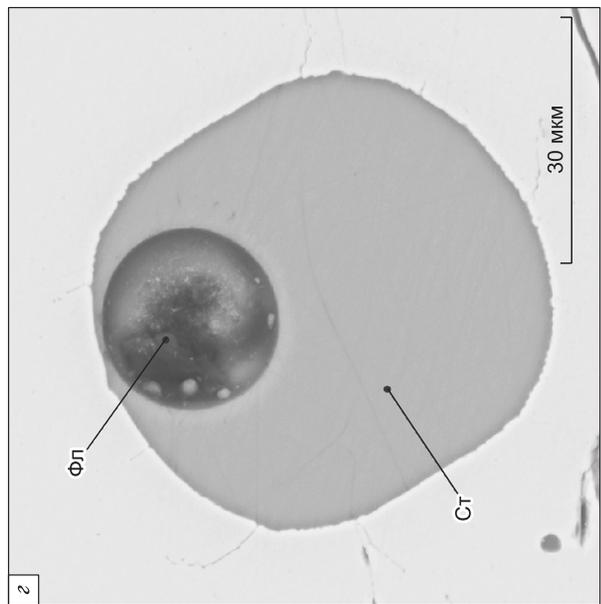
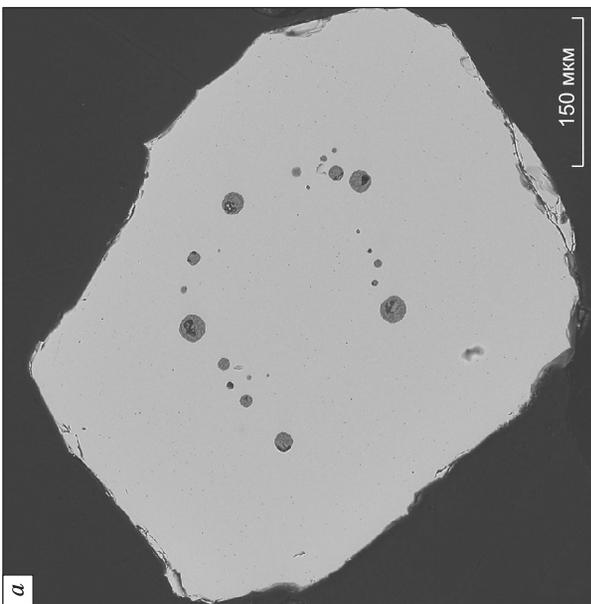
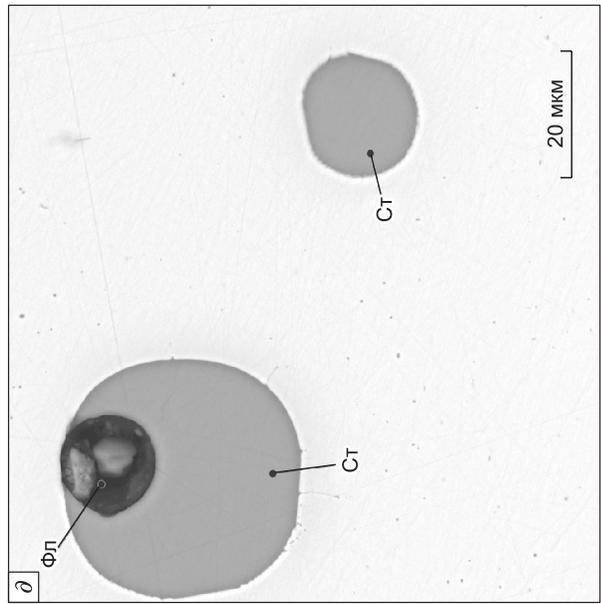
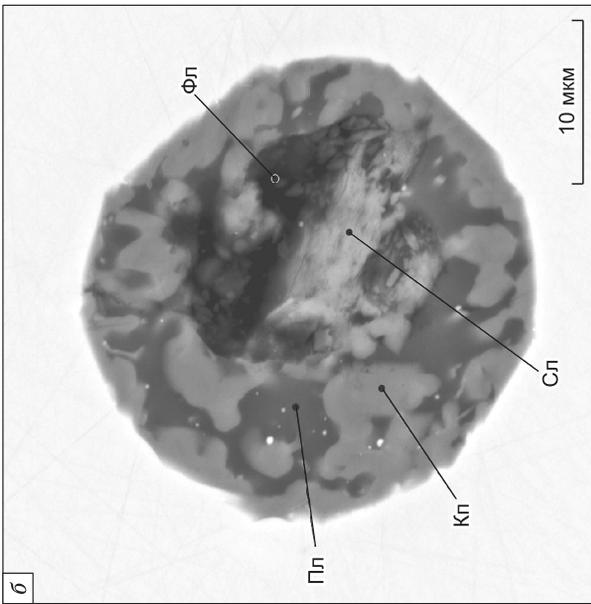
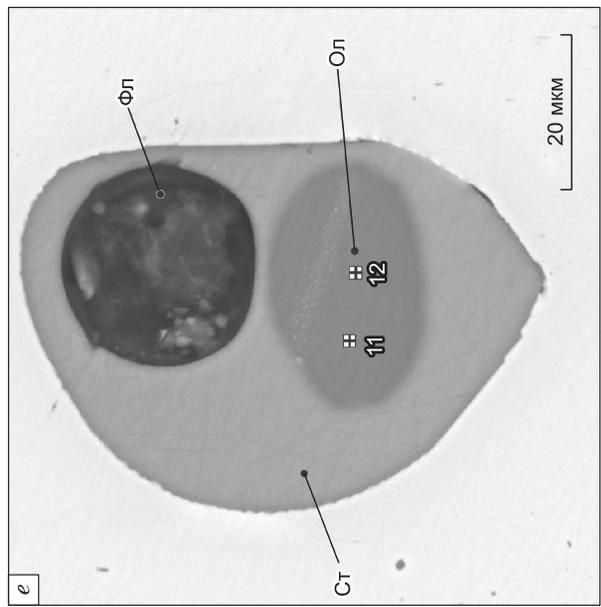
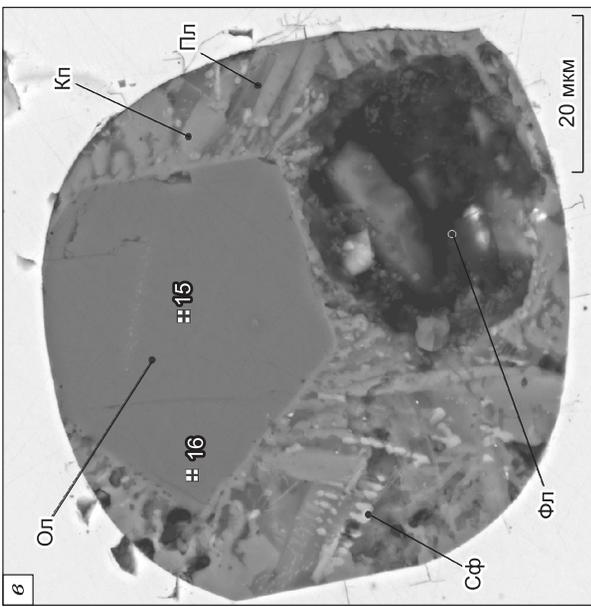
**Клинопироксены.** Новые данные по составам клинопироксенов из дунитов юго-западной части Гулинского массива, а также по составам кристалликов клинопироксена, находящихся внутри расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из этих гипербазитов, приведены в табл. 3. По соотношению En-Wo-Fs пироксены из дунитов представляют собой переходные разности между авгитом и салитом, в то время как клинопироксены из расплавных включений — в основном диопсиды. Минералы с высокими значениями титана (до 4.2 мас. %) отвечают титанавгитам.

Как видно на диаграмме  $TiO_2-FeO$  (рис. 9), клинопироксены из интеркумулуса (см. рис. 2) дунитов юго-западной части Гулинского массива (в акцессорных хромшпинелидах, из которых были изучены расплавные включения) близки к пироксенам из меймечитов и отличаются от минералов внутри расплавных включений повышенными значениями FeO. Клинопироксены из включений с габброидной структурой тесно ассоциируют с данными по пироксенам из пироксенитов Гулинского массива и из меймечитов. Клинопироксены из включений со структурами «спинифекс» резко выделяются среди остальных минералов по максимальным содержаниям титана. По соотношению  $Ti-(Ca+Na)$  изученные

Таблица 3. Представительные анализы (мас. %) клинопироксенов из дунитов Гулинского 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>	MnO	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
1	45.60	3.79	3.87	0.01	0.10	9.02	12.87	22.18	0.51	97.95	71.77
2	45.73	4.06	3.82	0.00	0.11	9.00	12.65	21.98	0.57	97.92	71.47
3	45.04	3.89	4.07	0.01	0.11	9.38	12.77	22.21	0.51	97.99	70.81
4	45.12	4.03	3.98	0.01	0.13	9.14	12.69	21.93	0.52	97.55	71.22
5	45.43	3.70	3.96	0.04	0.09	9.17	12.81	21.87	0.51	97.59	71.34
6	45.62	3.56	3.79	0.02	0.10	8.98	13.16	21.87	0.48	97.58	72.31
7	45.23	3.94	3.88	0.00	0.13	9.39	12.80	21.75	0.52	97.63	70.84
8	45.33	4.03	3.94	0.01	0.12	9.35	12.80	21.95	0.52	98.05	70.93
9	45.77	3.64	3.75	0.00	0.14	9.12	12.85	21.81	0.54	97.62	71.52
10	45.27	4.05	3.81	0.00	0.13	9.28	12.74	22.03	0.53	97.84	70.98
11	46.46	3.30	3.36	0.01	0.14	8.59	13.34	22.05	0.54	97.78	73.46
12	45.67	3.77	3.83	0.01	0.10	8.90	12.91	22.05	0.51	97.75	72.11
13	46.12	3.76	3.55	0.00	0.17	8.65	12.97	21.96	0.63	97.81	72.77
14	45.63	3.64	3.83	0.05	0.13	9.03	12.96	22.09	0.48	97.84	71.89
15	45.45	3.79	3.86	0.06	0.10	9.05	13.01	22.08	0.51	97.91	71.92
16	48.67	2.90	5.50	1.00	н.о.	6.87	13.26	19.98	0.92	99.10	77.47
17	53.59	1.50	6.89	0.99	»	3.41	13.61	16.30	1.85	98.14	87.67
18	49.62	2.90	4.62	0.73	0.18	5.85	14.69	20.65	0.58	99.82	81.73
19	50.48	2.10	4.65	1.89	н.о.	4.93	14.57	18.78	1.26	98.66	84.04
20	51.53	2.20	5.74	1.04	»	5.04	14.37	18.15	1.01	99.08	83.55
21	47.16	5.11	5.57	0.43	н.о.	4.11	14.03	21.69	1.07	99.17	85.88
22	45.68	6.05	6.97	0.51	»	6.24	10.61	21.08	0.92	98.06	75.19
23	47.40	4.45	7.29	0.81	»	5.21	11.36	21.37	1.25	99.14	79.53
24	46.05	5.19	8.96	0.68	»	5.12	10.40	19.32	2.84	98.56	78.35
25	44.62	6.79	7.14	1.11	»	4.18	12.88	19.46	1.41	97.59	84.59

Примечание. 1—15 — клинопироксены из интеркумулуса дунитов юго-западной части Гулинского массива; 16—25 — клинопироксены в расплавных включениях (16—20 — с габброидной структурой, 21—25 — со структурой «спинифекс») в акцессорных хромшпинелидах дунитов Гулинского массива. Mg # =  $Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$ . 1—15 — анализы на микроанализаторе Camebax-Micro; 16—25 — анализы выполнены методом СЭМ-ЭДС на микроскопе MIRA 3 LMU.



**Рис. 10. Фотографии негретых (а, б, в) и прогретых (г, д, е) силикатных расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива.**

*а* — расположение первичных расплавных включений по зонам роста хромшпинелида; *б* — негретое расплавленное включение с «габброидной» структурой; *в* — негретое расплавленное включение со структурой «спинифекс»; *г, д, е* — прогретые и закаленные расплавленные включения. Отдельные фазы внутри включений: Ол — оливин, Кп — клинопироксен, Пл — плагиоклаз, Сл — слюда (флогопит), Сф — сфен, Фл — местоположение флюидных фаз, Ст — закалочное стекло. Цифры около точек, где анализировался оливин, являются номерами соответствующих анализов в табл. 1. Электронный сканирующий микроскоп MIRA 3 LMI.

клинопироксены из пород Гулинского массива (а также из меймечитов) относятся к минералам из щелочных пород. При этом все данные по клинопироксенам из интеркумулуса дунитов юго-западной части Гулинского массива и часть пироксенов из включений со структурами «спинифекс» ассоциируют с клинопироксенами из меймечитов. Таким образом, составы клинопироксенов из дунитов Гулинского массива явно обладают определенными чертами сходства с составами пироксенов из меймечитов.

### РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Физико-химические условия петрогенезиса дунитов Гулинского массива были определены с помощью анализа расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах. Большинство этих включений исследовалось после высокотемпературных экспериментов и только часть из них изучена в негретых хромитах. Наиболее представительная информация была получена в результате исследования расплавных включений в хромшпинелидах из образцов дунитов, отобранных на юго-западе Гулинского массива.

Как было отмечено выше, изученные акцессорные хромшпинелиды из дунитов Гулинского массива непрозрачны и поэтому 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 в процессах подготовки полированных препаратов. 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 включений в хромшпинелидах (с удалением данных по отдельным самостоятельным кристаллическим микрофазам, случайным сросткам, а также по деформированным, явно негерметичным и связанным с видимыми трещинками включениям) и последующий анализ полученных результатов в ходе сравнения с независимой информацией (свойства расплавных включений из других эталонных объектов, данные по составам пород, расчетное моделирование, корреляция характеристик включений и вмещающих их минералов), все это позволяет определить с вполне достаточной степенью обоснованности физико-химические параметры высокотемпературных расплавов, принимавших участие при кристаллизации дунитов Гулинского массива.

Изученные нами первичные расплавленные включения (10—60 мкм) располагаются равномерно в зернах акцессорных хромшпинелидов из дунитов Гулинского массива, либо формируют прямолинейные полосы и зоны роста в минерале (рис. 10, *а*). Формы включений округлые, равновесные с вмещающим хромитом и часто имеют хорошо заметную огранку (см. рис. 10). Судя по этим данным, включения являются первичными, захваченными растущим хромшпинелидом в процессе его роста.

До высокотемпературных экспериментов включения по особенностям своего содержимого разбиваются на две группы. Преобладают включения, заполненные равновесной ассоциацией преимущественно клинопироксена, плагиоклаза и флогопита с фактически габброидной структурой, в которой также располагаются неправильной формы полости с флюидными фазами (см. рис. 10, *б*). Для других включений характерно присутствие нарастающих на стенки и хорошо ограненных кристалликов оливина. Остальной объем включения занимают удлиненные микрокристаллики клинопироксена и располагающиеся между ними полевые шпаты и зерна сфена. Эта мелкозернистая ассоциация формирует ясно выраженную структуру «спинифекс». Присутствуют также существенные по объему округлые полости, в которых находились флюидные компоненты (см. рис. 10, *в*). В целом эти особенности строения включений являются отражением динамики кристаллизации захваченного хромшпинелидом расплава, начинавшейся с медленного роста оливинов от стенок включений и переходящей затем, в связи с резким падением параме-

Таблица 4. Представительные анализы (мас. %) отдельных фаз в негоревых расплавных включениях в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского 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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	59.50	0.92	18.01	0.73	1.52	2.53	5.19	5.84	5.64	99.88
2	58.54	0.70	17.14	0.92	1.69	2.66	6.13	5.85	5.48	99.11
3	60.21	0.78	18.78	0.62	1.03	2.08	2.80	6.31	6.80	99.41
4	61.09	0.94	16.84	0.84	1.24	2.22	4.06	5.81	6.73	99.77
5	36.75	9.82	12.60	1.01	5.22	15.66	3.30	0.87	6.50	91.73
6	41.66	7.91	15.00	0.78	4.22	13.41	1.10	2.14	6.74	92.96
7	27.00	31.87	2.25	1.14	0.84	0.38	29.63	0.75	0.57	94.43
8	37.56	24.05	4.04	0.30	1.98	5.70	24.04	0.83	0.87	99.37

Примечание. 1—4 — плагиоклазы; 5, 6 — флогопиты; 7, 8 — сфены. Анализы выполнены методом СЭМ-ЭДС на микроскопе MIRA 3 LMU.

тров, к быстрой кристаллизации пироксенов и полевых шпатов с формированием закалочных структур «спинифекс». Составы кристаллических фаз в расплавных включениях приведены в таблицах 1, 3, 4.

Как было показано выше, находящиеся внутри расплавных включений в хромшпинелидах оливины и клинопироксены отличаются по большинству химических характеристик от породообразующих минералов основной массы дунитов Гулинского массива. В частности, оливины (главным образом внешние зоны ограненных кристалликов) из включений обладают существенно большими значениями кальция (0.55—1.24 мас. %), чем минералы изученных дунитов. Подобное обогащение отмечено ранее для магматогенных оливинов из базальтоидов, габброидов и лампроитов [Дир и др., 1965; Corsaro et al., 2007; Prelevic, Folly, 2007; Mollo et al., 2011]. Кроме того, оливины из расплавных включений обогащены марганцем, хромом и менее магнезиальны, чем минералы дунитов Гулинского массива. В целом исследования свидетельствуют о том, что по своему химическому составу оливины во включениях в большинстве своем существенно отличаются от породообразующих оливинов из дунитов, и это особенно хорошо было видно по соотношению Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—CaO (см. рис. 5). Таким образом, кристаллики оливинов во включениях вряд ли могут быть просто ксеногенными фазами, представляющими оливиновые фрагменты вмещающего хромшпинелид дунита. О том, что оливины во включениях не являются случайно захваченными фазами говорит и их хорошо ограненная форма (см. рис. 10, в).

В то же время сравнительный анализ различных частей кристалликов оливина, находящихся в расплавных включениях в хромшпинелидах, показал, что по своему составу их центры имеют определенное сходство с минералами основной массы дунитов, а другие части, располагающиеся ближе к краевым зонам, существенно отличаются. Эти особенности могут быть связаны с тем, что хромшпинелиды формировались не в идеальном чистом расплаве, а магматогенная среда уже содержала микрофазы начинающих кристаллизоваться оливинов основной массы дунитов. В результате растущий хромит захватывал во включениях вместе с расплавом эти микрофазы, послужившие в дальнейшем затравками, на основе которых внутри объема включений росли ограненные кристаллики оливина, отличающиеся по своему составу от минералов дунита. Таким образом, оливины во включениях имеют сложное происхождение: центры представляют собой, скорее всего, захваченные микрофазы, но основная часть кристалликов формировалась уже внутри включения из изолированного расплава; т. е. собственно сами хорошо ограненные кристаллики оливина выросли во включениях и не являются ксеногенными, но основа (затравка) вполне могла быть захвачена (как показывают составы центральных частей) хромшпинелидом извне вместе с микропорцией расплава, из которого кристаллизовались оливины и хромиты основной массы дунита.

Клинопироксены из включений характеризуются меньшими содержаниями железа и более широкими вариациями значений титана (1.5—6.8 мас. %), чем минералы основной массы дунитов. Подобное обогащение TiO<sub>2</sub> (до 5.2—7.5 мас. %) было показано ранее для магматогенных клинопироксенов из базальтоидов океанических островов и поднятий [Bardintzeff et al., 1986; Johnson et al., 1986; Garcia et al., 1986].

В общем, различия в составах свидетельствуют о том, что основная часть оливинов и клинопироксены внутри расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах дунитов Гулинского массива не являются ксеногенными фазами (т. е. это не захваченные целиком кристаллики минералов из основной массы дунитов), а формировались главным образом из расплава внутри включений.

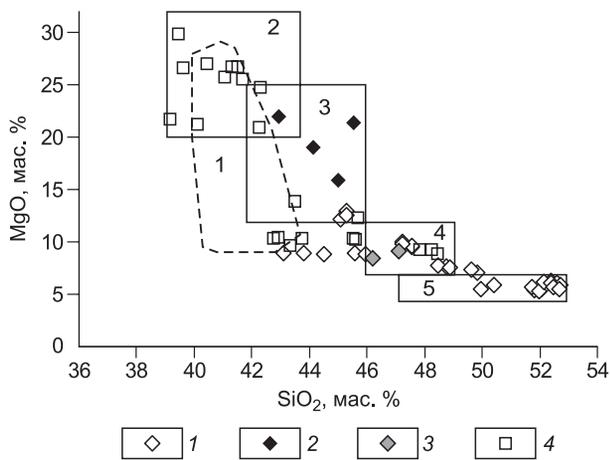
Таблица 5. Представительные анализы стекол и валовые составы расплавных включений (мас. %) в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива

№ 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	51.97	3.37	8.49	0.71	9.62	0.22	5.27	12.53	2.14	2.45	0.97	97.74
2	52.59	2.92	9.03	0.81	8.96	0.27	6.08	13.81	2.60	1.96	0.57	99.60
3	52.13	2.98	9.08	0.94	9.08	н.о.	6.22	13.80	2.70	1.90	0.71	99.54
4	52.70	2.92	9.19	0.83	9.51	0.23	5.89	13.66	2.55	1.85	0.59	99.92
5	52.67	2.85	9.40	0.91	9.40	н.о.	5.54	13.70	2.66	1.94	0.57	99.64
6	45.28	3.38	7.42	0.59	12.18	0.21	12.92	10.95	1.95	1.87	0.67	97.42
7	45.08	3.72	7.38	0.71	12.25	0.20	12.21	11.24	2.04	1.77	0.84	97.44
8	45.29	3.59	7.43	0.63	12.55	н.о.	12.60	11.01	1.89	1.94	0.73	97.66
9	50.41	4.01	8.26	1.10	11.88	»	5.87	11.20	2.32	1.94	0.92	97.91
10	48.45	3.52	7.97	0.75	13.23	0.25	7.75	10.96	1.99	2.05	0.81	97.73
11	49.81	3.60	8.00	0.92	12.96	н.о.	7.09	10.60	1.90	1.94	0.86	97.68
12	49.61	3.49	8.00	0.91	12.98	0.29	7.41	10.53	1.98	1.93	0.67	97.80
13	47.23	3.37	7.40	0.77	13.43	0.22	10.04	10.53	2.02	2.01	0.72	97.74
14	47.54	3.32	7.91	0.79	13.16	н.о.	9.55	10.38	2.05	2.15	0.86	97.71
15	47.57	3.44	7.84	0.91	12.75	»	9.63	10.33	2.14	2.13	0.96	97.70
16	44.14	2.98	5.98	0.67	12.46	0.16	19.00	8.99	1.57	1.49	0.60	98.02
17	45.54	3.78	7.64	0.79	4.88	0.00	21.36	10.52	2.04	2.67	0.74	99.96
18	45.01	5.21	7.82	0.75	5.76	0.00	15.87	15.24	1.90	1.78	0.57	99.91
19	42.94	6.02	6.01	0.51	4.88	0.00	22.01	13.54	1.82	1.48	0.65	99.87
20	47.10	5.61	11.22	0.81	2.95	0.00	9.14	15.02	3.03	3.97	1.10	99.95
21	46.18	6.48	9.74	0.80	4.37	0.00	8.41	18.70	2.37	2.21	0.71	99.98

Примечание. 1—15 — анализы стекол прогретых и гомогенизированных расплавных включений; 16—19 — расчетные валовые составы оливинсодержащих расплавных включений; 20, 21 — расчетные валовые составы основной массы со структурами «спинифекс» в оливинсодержащих негретых включениях. Анализы выполнены методом СЭМ-ЭДС на микроскопе MIRA 3 LMU.

После высокотемпературных экспериментов и закалки включения первого типа становятся двухфазовыми (стекло + газовый пузырек), либо однофазовыми (гомогенное стекло) (см. рис. 10, з, д). В случае других включений структуры «спинифекс» полностью расплавляются, а кристаллики оливина, несмотря на высокие температуры опытов (1330—1340 °С), сохраняются в виде округлых недоплавленных реликтов в гомогенном стекле (см. рис. 10, е). Отмеченные особенности разных типов включений важны для выяснения составов расплавов, из которых кристаллизовались рассмотренные аксессуарные хромшпинелиды. В первом случае химические характеристики расплавов устанавливаются путем прямого анализа гомогенных стекол прогретых включений. Во втором случае имеющиеся в нашем распоряжении химические данные по кристалликам (см. табл. 1, 3, 4) и стеклам позволили рассчитать по соотношениям этих фаз валовой состав включений. Необходимо отметить, что при расчете составов многофазных включений центральные части кристалликов оливина (до 1/3 от всей, зафиксированной на фотографии площади кристаллика), близкие по химизму к минералам дунитов, не учитывались и за основу брались результаты анализа внешних зон. Составы закалочных стекол и валовые составы расплавных включений приведены в табл. 5.

При обработке полученной информации по составу расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива, расположенного на севере Сибирской платформы, сравнительный анализ проводился, прежде всего, с данными по подобным объектам, полученными с помощью аналогичной методики ранее. В частности, проведено сопоставление с результатами исследования включений в хромшпинелидах из дунитов других ультраосновных массивов, находящихся на Сибирской платформе [Симонов и др., 2011]. Несомненно, интересно было бы сопоставить их с петрохимическими анализами пород, слагающих Гулинский массив. Учитывая тесную связь дунитов Гулинского массива с меймечитами, очевидным было их сравнение с составами расплавных включений воokra-



**Рис. 11. Диаграмма MgO—SiO<sub>2</sub> для расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива.**

1, 2, 3 — стекла (1) и расчетные валовые составы всего включения (2) и основной массы со структурой «спинифекс» (3); 4 — расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива. Поля включений: 1 — расплавные включения в оливине меймечитов (по данным [Соболев и др., 1991; Соболев и др., 2009]). Поля пород: 2 — пикриты, 3 — пикробазальты, 4 — оливиновые базальты, 5 — базальты (по данным [Магматические..., 1983]). Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Соболев и др., 1991, 2009; Симонов и др., 2011].

пленниках оливина из этих пород [Соболев и др., 1991, 2009]. Принимая во внимание, что отмеченные выше объекты для сравнительного анализа связаны с континентальными структурами, определенный интерес может представлять сравнение с данными по расплавным включениям в хромшпинелидах дунитов из океанических ультраосновных комплексов.

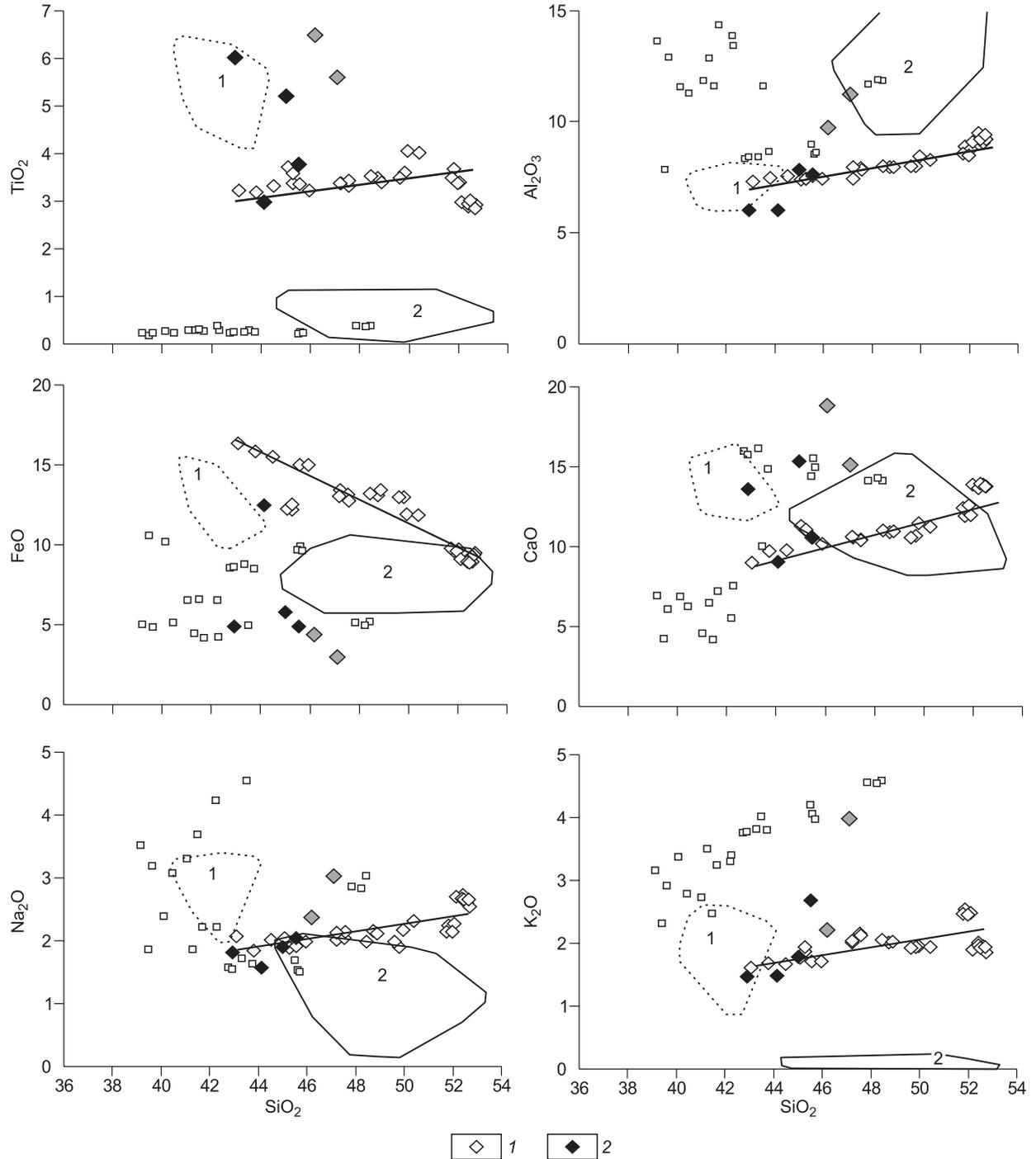
Петрохимические данные свидетельствуют, что по соотношению (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)—SiO<sub>2</sub> большинство анализов стекол и расчетные составы включений в акцессорных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива располагаются в области щелочных серий. На диаграмме MgO—SiO<sub>2</sub> (рис. 11) расчетные валовые составы включений с содержаниями магния 16—22 мас. % соответствуют пикритам и пикробазальтам, находясь в тесной ассоциации с данными по включениям в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива (Сибирская платформа), а также рядом с полем включений в оливиновых вкрапленниках из меймечитов. Составы мелкозернистой массы со структурой «спинифекс» и закалочных стекол фактически совпадают и содержат существенно меньше магния, показывая эволюцию расплавов с ростом содержания SiO<sub>2</sub>. Пониженная магнезиальность стекол по сравнению с валовым составом включений объясняется тем, что стекла представляют собой расплав, в котором находятся и из которого растут (забирая значительную часть MgO) кристаллики оливина (см. рис. 10). Таким образом, изученные нами включения представляют фактически модель кумуляции оливина в магматической камере.

Эволюция расплавов Гулинского массива хорошо прослеживается на вариационных диаграммах для включений в акцессорных хромшпинелидах из дунитов: с ростом SiO<sub>2</sub> происходит падение FeO, MgO, и увеличение в целом содержания TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O. Наиболее отчетливо это видно на примере стекол. При этом, по значениям петрохимических элементов-индикаторов процессов эволюции расплавов (SiO<sub>2</sub>, MgO и Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O), химические составы участков со структурами «спинифекс» в оливин-содержащих негретых включениях соответствуют данным по стеклам прогретых включений (рис. 12). Эти факты доказывают, что пикробазальтовые и базальтовые расплавы, заполняющие гомогенизированные включения в хромшпинелидах (см. рис. 10), образовались в результате фракционирования оливинов в ходе формирования дунитов Гулинского массива. Кристаллизацией оливинов объясняются и закономерные изменения химизма включений с падением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O от стекол и структур «спинифекс» к более магнезиальным валовым составам (учитывающим и кристаллики оливина) включений. При этом включения из хромитов Гулинского массива, практически совпадая с данными по включениям из оливинов меймечитов, согласуются с основными тенденциями эволюции составов расплавов расслоенных базит-гипербазитовых плутонов при их кристаллизации в магматической камере. В частности, на диаграмме CaO—MgO (рис. 13) видно, что расплавные включения из хромитов Гулинского массива располагаются согласно тренду расплавных включений в хромитах карашатского расслоенного офиолитового комплекса (Южная Тува). На этом же рисунке необходимо отметить соответствие изменения химизма включений в хромшпинелидах (от структур «спинифекс» к более магнезиальным валовым составам) тренду пород Гулинского массива и изменению составов расплавных включений в оливинах из меймечитов.

В целом при сравнении с данными по другим объектам видно, что по большинству петрохимических компонентов (TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O) устанавливается определенное сходство расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива с включениями в оливинах из меймечитов (см. рис. 11, 12, 13). Отношения TiO<sub>2</sub>/Na<sub>2</sub>O в расплавных включениях в оливинах из меймечитов [Рябчиков, 2005] также близки к данным по включениям в хромитах из дунитов Гулинского массива. Расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов палеоокеанических (офиолитовых) комплексов в значительной мере отличаются от включений из хромитов Гулинского плутона повышенными значениями алюминия и пониженными титана, железа, натрия, калия, совпадая по содержанию

SiO<sub>2</sub>, MgO, CaO. Для расплавов Маймеча-Котуйской провинции (формировавших как дуниты Гулинского плутона, так и меймечиты) характерны значительно более высокие (свыше 2.7 мас. %) содержания TiO<sub>2</sub> по сравнению с магматическими системами рассмотренных ранее ультраосновных массивов Сибири [Симонов и др., 2009б, 2011].

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах на ионном зонде позволили получить информацию о содержании редких, редкоземельных элементов и воды в магматических системах, фор-



**Рис. 12. Вариационные диаграммы Харкера (мас. %) для расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива.**

Поля: 1 — расплавные включения в оливине меймечитов (по данным [Соболев и др., 2009]), 2 — расплавные включения в акцессорных хромшпинелидах из дунитов Карашатского массива (офиолиты Южной Тувы). Остальные усл. обозн. см. на рис. 11. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Соболев и др., 2009; Симонов и др., 2009б, 2011].

Таблица 6. Содержание редких, редкоземельных элементов (г/г) и воды (мас. %) в прогретых расплавленных включениях в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива

Элемент	1	2	3	4	5	6
Th	8.22	6.52	7.40	7.76	6.95	8.06
Rb	68.1	52.5	55.1	60.8	59.0	75.3
Ba	1145	798	921	938	869	1135
Sr	1600	1192	1368	1545	1444	1639
V	202	190	781	154	357	245
La	90.74	80.11	95.09	101.09	90.25	95.93
Ce	186.43	178.66	225.97	216.47	205.50	211.61
Nd	88.99	85.19	120.38	101.32	81.76	99.83
Sm	17.11	16.68	23.04	19.20	17.79	16.62
Eu	5.05	5.07	6.14	4.96	5.03	4.78
Gd	14.55	13.78	19.43	15.59	12.89	11.29
Dy	8.25	8.16	10.52	8.72	8.56	6.65
Er	3.77	3.87	4.52	3.90	3.94	3.25
Yb	2.01	2.19	2.44	2.01	2.22	1.82
Y	31	29	38	31	29	23
Zr	595	650	828	644	710	747
Nb	109	97	111	124	125	102
Ta	4.84	4.34	5.08	5.44	5.70	4.91
U	1.88	1.77	2.09	2.01	1.96	2.14
H <sub>2</sub> O	0.49	0.76	н.о.	0.34	0.29	0.20

Примечание. Содержания элементов определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [Соболев, 1996].

мировавших дуниты Гулинского массива (табл. 6). По соотношениям редких элементов (Nb/Y—Zr/Y и Zr/Nb—Nb/Th) точки составов прогретых расплавленных включений в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива близки к данным по расплавленным включениям в оливинах из меймечитов, располагаясь в тесной ассоциации с полями плюмовых базальтов типа OIB (рис. 14).

Спектры распределения редкоземельных элементов в стеклах прогретых включений из хромшпинелидов Гулинского массива характеризуются явным отрицательным наклоном с резким обогащением легкими лантаноидами по отношению к тяжелым, что характерно (но с меньшим углом наклона) для данных по плюмовым магматическим системам океанических островов, гайотов, а также континентальных «горячих точек» [Наумов и др., 2010]. По наклону графиков они близки включениям в аксессуарных хромитах Кондерского массива, отличаясь значительно более высокими содержаниями редкоземельных элементов в целом. При этом спектры включений в хромшпинелидах Гулинского массива полностью

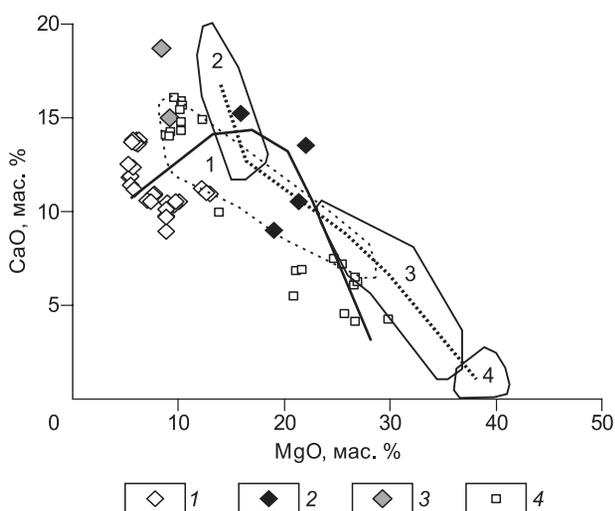
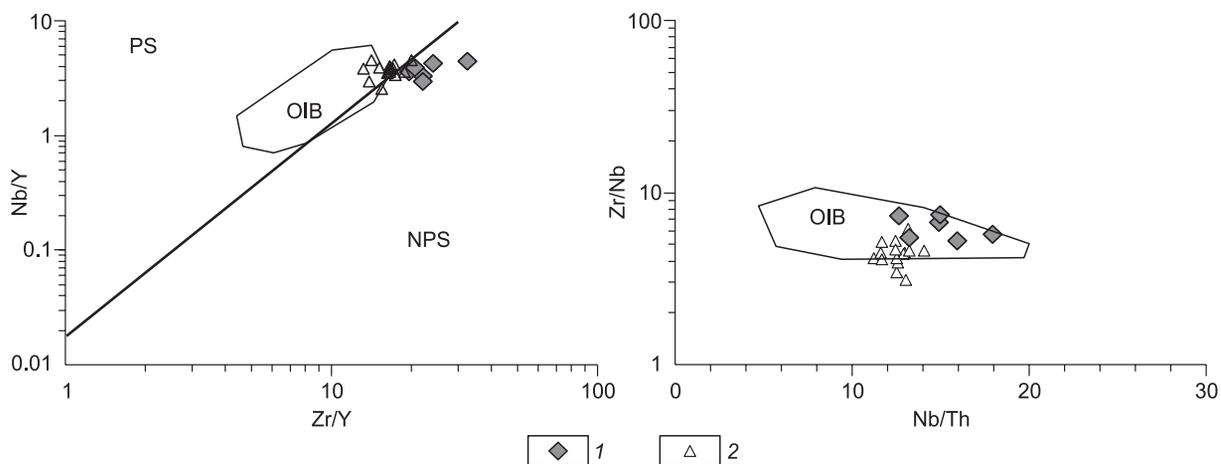


Рис. 13. Диаграмма CaO — MgO для расплавленных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива.

Поля: 1 — расплавленные включения в оливине меймечитов (по данным [Соболев и др., 1991, 2009]); 2—4 — пироксениты (2), перидотиты (3) и дуниты (4) Гулинского массива. Тренды: пунктирная линия — изменение состава пород Гулинского массива в последовательности: клинопироксениты—перидотиты—дуниты; сплошная линия — расплавленные включения в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов расслоенного Карашатского массива (офиолиты Южной Тувы). Остальные усл. обозн. см. на рис. 11. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Бутакова, Егоров, 1962; Васильев, Золотухин, 1975; Соболев и др., 1991, 2009; Симонов и др., 2009б, 2011].



**Рис. 14. Диаграммы Nb/Y—Zr/Y и Zr/Nb—Nb/Th для расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива.**

1 — расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива; 2 — расплавные включения в оливинах из меймечитов (по данным [Соболев и др., 2009]). OIB — поле составов базальтов внутриплитных океанических островов и области пород с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS) [Condie, 2005].

совпадают с данными по расплавным включениям в оливинах из меймечитов Маймеча-Котуйской провинции (рис. 15).

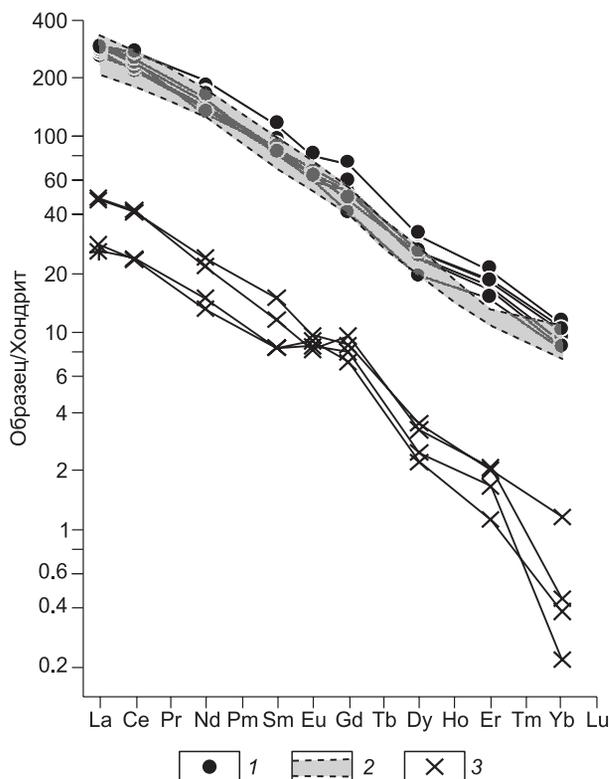
Графики расплавных включений в хромшпинелидах Гулинского массива характеризуются наклоном на спайдер-диаграммах с понижением при переходе от мобильных несовместимых к совместимым немобильным элементам, что характерно для включений и закалочных стекол из пород континентальных «горячих точек» [Наумов и др., 2010]. Необходимо отметить, что на спайдер-диаграммах данные по включениям в хромитах Гулинского массива (так же как и на диаграммах распределения редкоземельных элементов) практически идеально совпадают со спектрами включений в оливинах из меймечитов (рис. 16).

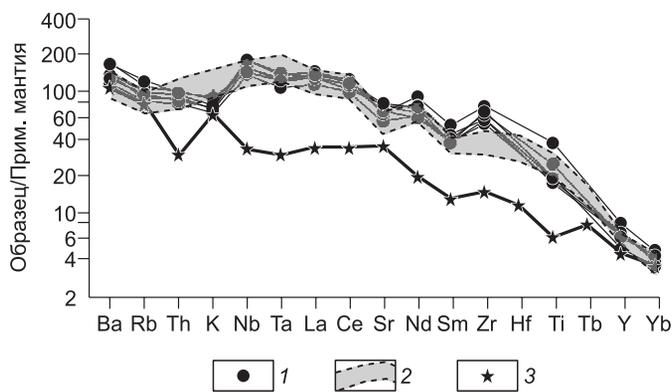
Анализ стекол прогретых включений в хромшпинелидах с помощью ионного зонда (см. табл. 6) показал довольно широкий интервал содержаний воды в расплавах Гулинского массива — 0.2—0.76 мас. %. При этом установленные нами максимальные значения согласуются с данными по количеству воды в герметичных расплавных включениях в оливинах меймечитов — 0.6—1.1 [Соболев и др., 2009].

При сравнении с информацией по другим ультраосновным комплексам выяснилось, что близкие содержания воды определены для расплавных включений в хромитах гипербазитовых массивов южной части Сибирской платформы — Кондер (0.45—0.53 мас. %) и Инагли (до 0.63 мас. %) [Симонов и др., 2011].

**Рис. 15. Распределение редкоземельных элементов в расплавных включениях в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива.**

1—3 — расплавные включения: в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива (1), в оливинах из меймечитов (2), в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива (3). Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynnton, 1984]. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Соболев и др., 2009; Симонов и др., 2011].





**Рис. 16. Спайдер-диаграмма для расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива.**

1, 2 — расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива (1) и в оливинах из меймечитов (2); 3 — расплавные включения и закалочные стекла из пород континентальных горячих точек. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [Rollinson, 1993]. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Соболев и др., 2009; Наумов и др., 2010].

монов и др., 2011]. Полученные данные по включениям из хромшпинелидов Гулинского массива также близки к значениям воды в магмах, формировавших гипербазиты древних (дуниты расслоенной серии офиолитов Южной Тувы, 0.58—0.65 мас. %) и современных (перидотиты зоны разлома 15°20' в Центральной Атлантике, 0.54 мас. %) океанических областей [Симонов, Ковязин, 2009; Симонов и др., 2009б].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия петрогенезиса дунитов Гулинского массива (являющихся его основной частью и образующихся первыми при максимальных физико-химических параметрах) оставались практически не рассмотренными с помощью анализа расплавных включений в минералах методами термобарогеохимии. Проведенные нами исследования показали, что наиболее перспективным путем для выяснения параметров формирования дунитов Гулинского массива является комплексный подход с использованием петрологических, минералогических и термобарогеохимических методов анализа расплавных включений в минералах.

Петрографические данные о внутреннем строении дунитов Гулинского массива свидетельствуют о широком развитии кумулятивных магматических процессов с образованием относительно крупных кристаллов оливина и с формированием в пространстве между ними из интеркумулусного расплава мелкозернистой ассоциации клинопироксена и рудных минералов (титаномагнетит, ильменит, хромит).

Минералогические исследования говорят о том, что по своему составу оливины, хромшпинелиды и клинопироксены рассмотренных гипербазитов имеют сходство с минералами меймечитов, что свидетельствует об участии в петрогенезисе дунитов Гулинского массива расплавов, близких к меймечитовым.

Исследования силикатных расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива показали, что по своему расположению (равномерно — в зернах хромита либо по прямолинейным полосам и зонам роста — в минерале, см. рис. 10) они являются первичными, захваченными растущим минералом. Особенности этих включений, содержащих после высокотемпературных экспериментов (и закалки) гомогенное стекло и флюидный пузырек (см. рис. 10), свидетельствуют о том, что во включениях был захвачен расплав, в присутствии которого рос хромшпинелид. Изометричные, равновесные и с некоторой огранкой формы включений, а также четкий сферический облик флюидных пузырьков — все это говорит о герметичности расплавных включений и сохранности их содержимого при высоких температурах. В общем, наличие в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива первичных расплавных включений прямо указывает на участие магматических систем при кристаллизации этих ультраосновных пород.

Установленные отличия составов оливинов, находящихся и кристаллизовавшихся внутри расплавных включений, от породообразующих минералов показывают, что расплав, при участии которого образовались аксессуарные хромшпинелиды дунитов Гулинского массива, не был первичным, ответственным за формирование основной массы ультраосновной породы. Скорее всего, этот расплав, существовавший в интрузивной камере в ходе кумулятивной кристаллизации дунитов Гулинского массива, представлял собой интеркумулусную жидкость, содержащую многочисленные микрофазы кристаллизующихся оливинов основного объема гипербазитов.

Присутствие в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива расплавных включений с кристалликами оливина и закалочными структурами «спинифекс» свидетельствует о смене спокойного режима кристаллизации резким падением параметров магматических систем в ходе кумуляции оливина в магматической камере.

Изучение состава расплавных включений в хромшпинелидах показало, что при формировании дунитов Гулинского массива активное участие принимали щелочные пикритовые и пикробазальтовые

(с содержаниями магния 16—22 мас. %) расплавы. При этом химические составы участков со структурами «спинифекс» в оливинсодержащих негретых включениях соответствуют данным по стеклам прогретых включений. Эти факты прямо указывают, что пикробазальтовые и базальтовые расплавы, заполняющие омогенизированные включения в хромшпинелидах, образовались в результате фракционирования оливинов в ходе кристаллизации дунитов Гулинского массива из более магнизиальных (пикритовых) магм.

В ходе сравнения с известными ультраосновными магматогенными ассоциациями было выяснено, что расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива по содержанию большинства петрохимических компонентов ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) обладают определенным сходством с включениями в оливинах из меймечитов.

В результате анализа расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива на ионном зонде установлено, что они по особенностям распределения индикаторных редких (Y, Zr, Nb, Th) и редкоземельных элементов фактически совпадают с данными по включениям в оливинах меймечитов.

В общем, данные по составам расплавных включений в хромшпинелидах прямо свидетельствуют о сходстве магматических систем, участвовавших в кристаллизации дунитов Гулинского массива, с ультраосновными меймечитовыми магмами.

Расчетное моделирование по программе PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] на основе данных по составам расплавных включений показало высокие температуры кристаллизации оливинов из дунитов Гулинского массива: 1500—1380 °С. Формирование хромшпинелидов происходило также при высоких параметрах — 1420—1360 °С. Независимым подтверждением достоверности полученных температур является прямая корреляция расчетных составов хромитов (кристаллизующихся из расплавов, отвечающих по составу включениям) с данными непосредственных анализов хромшпинелидов рядом с включениями. При этом значения реальной (81.0 и 82.9) и расчетной (80.9 и соответственно 83.2) хромистости часто практически совпадают. Необходимо отметить, что установленные нами температуры образования оливинов (1500—1380 °С) вполне согласуются с определенным ранее температурным интервалом кристаллизации оливина из меймечитов — 1600—1420 °С [Соболев и др., 1991, 2009]. Таким образом, выясняется, что расплавы, формировавшие дуниты Гулинского массива, близки к меймечитовым магмам и по температурным характеристикам.

Наши исследования подтверждают опубликованные ранее данные о генетической связи дунитов Гулинского массива с меймечитами и об их формировании в ходе кумулятивной кристаллизации оливина из высокотемпературных (до 1600 °С) меймечитовых расплавов [Васильев, Золотухин, 1975; Соболев и др., 2009].

Гипербазиты Гулинского массива связаны с меймечитами не только генетически, но и по времени своего формирования. Как было показано выше, можно выделить весьма ограниченный временной интервал щелочно-ультраосновного магматизма, ответственного за формирование Гулинского массива и ассоциирующих с ним вулканитов (включая меймечиты) — 253—246 млн лет.

Учитывая, что по возрастным данным и положению в разрезе меймечиты замыкают масштабный траптовый магматизм Сибирской платформы [Kato et al., 2003; Соболев и др., 2009], формирование Гулинского массива имеет определенную связь и с платобазальтами Сибири. Об этом свидетельствуют данные U-Pb возраста ( $250 \pm 9$  млн лет) Гулинского массива, который находится в пределах временного интервала, полученного для сибирских платобазальтов [Когарко, Зартман, 2011].

Таким образом, несмотря на то, что генетическая связь между сибирскими платобазальтами и маймеча-когуйским ультраосновным комплексом продолжает оставаться предметом активных дискуссий, их тесная пространственная и временная ассоциация достаточно отчетливо выражена. При этом развитие платобазальтового и меймечитового магматизма Сибири связывается с действием глубинных мантийных плюмов [Рябчиков, 2005; Богатиков и др., 2010; Sobolev et al., 2011; Добрецов и др., 2013; Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

О влиянии мантийных плюмов на магматические системы, участвовавшие в формировании дунитов Гулинского массива, говорят и наши данные по распределению редких и редкоземельных элементов в расплавных включениях из хромшпинелидов, фактически совпадающие с информацией по меймечитам.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Анализ состава оливинов, акцессорных хромшпинелидов и клинопироксенов из дунитов юго-западной части Гулинского массива показал отчетливую близость с данными по минералам меймечитов. Таким образом, минералогические исследования свидетельствуют об участии расплавов, близких к меймечитовым, в петрогенезисе рассмотренных гипербазитов.

2. Результаты исследований, позволившие найти и изучить в акцессорных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива первичные расплавные включения, прямо указывают на участие высоко-

магнезиальных (16—22 мас. % MgO) щелочных пикритовых (близких по ряду характеристик к меймечитовым) и пикробазальтовых магматических систем при кристаллизации этих ультраосновных пород. При этом устанавливается эволюция расплавов в ходе фракционирования оливинов и внутрикамерной кристаллизации дунитов от пикрит-меймечитового к пикробазальтовому и базальтовому.

3. Сравнительный анализ с известными ультраосновными магматогенными ассоциациями показал, что расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива по содержанию большинства петрохимических компонентов близки к включениям во вкрапленниках оливина из меймечитов.

4. По особенностям распределения индикаторных редких и редкоземельных элементов расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива фактически аналогичны включениям в оливинах меймечитов. Таким образом, учитывая и петрохимические данные по включениям, составы включений в целом прямо указывают на формирование рассмотренных дунитов из высокомагнезиальных расплавов, близких к меймечитовым магмам.

5. Расчетное моделирование по программе PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] показало весьма высокие температуры кристаллизации оливинов (1500—1380 °С) и хромшпинелидов 1420—1360 °С из изученных дунитов, что подтверждает близость формировавших Гулинский массив расплавов к меймечитовым магмам, имеющим также очень высокие температурные характеристики — 1600—1420 °С [Соболев и др., 1991, 2009].

Работа выполнена при поддержке проекта VIII.66.1.1., Министерства образования и науки Российской Федерации и РФФИ.

#### 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.

**Богатиков О.А., Коваленко В.Н., Шарков Е.В.** Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и пространстве. М., Наука, 2010, 606 с.

**Бутакова Е.Л., Егоров О.С.** Маймеча-котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций // Петрография Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, с. 417—589.

**Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.** Дайки меймечитов Гулинского плутона (север Сибирской платформы) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., Наука, 1972, с. 36—55.

**Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.** Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, Наука, 1975, 270 с.

**Васильев Ю.Р., Гора М.П.** Геология меймечитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса // ДАН, 2012, т. 445, № 3, с. 299—302.

**Васильев Ю.Р., Гора М.П.** Меймечит-пикритовые ассоциации Сибири, Приморья и Камчатки (сравнительный анализ, вопросы петрогенезиса) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (8), с. 1211—1225.

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

**Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А.** Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1126—1144.

**Егоров О.С.** Ййолит-карбонатитовый плутонизм. Л., Недра, 1991, 260 с.

**Когарко Л.Н., Зартман Р.Э.** Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия, 2011, № 5, с. 462—472.

**Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е.** Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ййолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // Геохимия, 1994, № 11, с. 1568—1576.

**Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Лялик А.В.** Изотопная гетерогенность источников щелочного магматизма Полярной Сибири: Nd изотопные данные // Геохимия, 1996, № 2, с. 186—189.

**Коненко В.Ф.** Петрология пироксенитов Гулинского массива и некоторые вопросы их генезиса // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск, Наука, 1982, с. 164—179.

**Костюк В.П., Панина Л.И.** О температурных условиях кристаллизации щелочных пород Гулинской интрузии // Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 4, с. 919—921.

**Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

**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, 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.

**Малич К.Н., Лопатин Г.Г.** Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дуניתового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, № 3, с. 247—257.

**Малич К.Н., Лопатин Г.Г., Симонов О.Н.** Новый российский высокоперспективный источник осмия // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов: I Междунар. симп. (Санкт-Петербург 8—11 окт., 1996). СПб., 1998, с. 257—270.

**Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В.** Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия, 2010, № 12, с. 1266—1288.

**Панина Л.И.** Щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы и вулканы Маймеча-Котуйской провинции по данным изучения расплавных и флюидных включений в минералах // Изв. РАН, науки о Земле, 2006, с. 106—107.

**Панина Л.И., Моторина И.В.** Меймечиты, щелочные пикритовые порфиры и меланефелины Сибири: условия кристаллизации, родоначальные магмы, источники // Геохимия, 2013, № 2, с. 122—144.

**Расс И.Т., Плечов П.Ю.** Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 3, с. 389—392.

**Рябчиков И.Д.** Мантийные магмы — сенсор состава глубинных геосфер // Геология рудных месторождений, 2005, т. 47, № 6, с. 501—515.

**Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Когарко Л.Н., Брай Г.П., Нгафлос Т., Симакин С.Г.** Термодинамические параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Маймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений) // Геохимия, 2002, № 11, с. 1139—1150.

**Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П.** Физико-химические условия магнообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции // Петрология, 2009, т. 17, № 3, с. 311—322.

**Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышов А.И., Макеев С.М.** Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск, Изд-во Томского ЦНТИ, 2001, 510 с.

**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 расплавным включениям) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы Третьей Международной конференции. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009, т. 2, с. 193—195.

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

**Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В.** Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы Третьей Международной конференции. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009б, т. 2, с. 195—198.

**Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.** Особенности магматических систем ультраосновного состава, формировавших дуниты Инаглинского массива (юго-восток Сибирской платформы) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2010, т. 2, с. 81—82.

**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.

**Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, с. 228—239.

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

**Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н.** Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия, 1991, № 8, с. 1084—1095.

**Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

**Соболев В.С., Панина Л.И., Чепуров А.И.** О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений // Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 1, с. 201—205.

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

**Соболев Н.В., Логвинова А.М., Николенко Е.И., Лобанов С.С.** Минералогические критерии алмазности верхнетриасовых россыпей северо-восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1162—1178.

**Соколов С.В.** Генетическая минералогия дочерних фаз расплавных включений в минералах щелочных пород // Геохимия магматических пород: Труды 21 Всероссийского семинара и школы «Щелочной магматизм Земли» (Апатиты, 3—5 сент. 2003 г.). Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2003, с. 145—146.

**Соколов С.В., Векслер И.В., Сенин В.Г.** Щелочи в карбонатитовых магмах: новые данные о составе расплавных включений // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 644—652.

**Bardintzeff J.M., Demange J., Gachon A.** Petrology of the volcanic bedrock of Mururoa atoll (Tuamotu archipelago, French Polynesia) // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1986, v. 28, p. 55—83.

**Basu A.R., Poreda R.J., Teichmann F., Vasiliev Yu.R., Sobolev N.V., Turin B.D.** High-<sup>3</sup>He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // Science, 1995, v. 269, p. 822—825.

**Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arar S., Bejina F., Abily B., Bindeman I.N., Polve M., Parnesal P., Aigouy T., Pokrovski G.S.** A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions // J. Petrol., 2012, v. 53, № 12, p. 2411—2440.

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

**Burgess S.D., Bowring S.A.** High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Sci. Adv., 2015, v. 1, e1500470.

**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.

**Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P.** A reconnaissance Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup> geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, p. 2071—2083.

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

**Garcia M.O., Frey F.A., Grooms D.G.** Petrology of volcanic rocks from Kaula island, Hawaii // Contrib. Mineral. Petrol., 1986, v. 94, p. 461—471.

**Heinonen J.S., Luttinen A.V.** Mineral chemical evidence for extremely magnesian subalkaline melts from the Antarctic extension of the Karoo Large Igneous Province // Mineral. Petrol., 2010, v. 99, p. 201—217.

**Johnson K.T.M., Sinton J.M., Price R.C.** Petrology of seamounts northwest of Samoa and their relation to Samoan volcanism // Bull. Volcanol., 1986, v. 48, p. 225—235.

**Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.** Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, № 4, p. 655—671.

**Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Eggins S.M., Crawford A.J., Argulus R.J.** Olivine-enriched melt inclusions in chromites from low-Ca boninites, Cape Vogel, Papua New Guinea: evidence for ultramafic primary magma, refractory mantle source and enriched components // Chem. Geol., 2002, v. 183, p. 287—303.

**Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.** Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 214, p. 75—91.

**Kogarko L.N., Zartman R.E.** A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // Miner. Petrol., 2007, v. 89 (1—2), p. 113—132.

**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.

**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.

**Rollinson H.R.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London, 1993, 352 p.

**Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.** Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 1183—1211.

**Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutskaya N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Yu.R.** Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*, 2011, v. 477, p. 312—316.

**Vasiliev Yu.R., Zolotukhin V.V.** The Maimecha-Kotui alkaline-ultramafic province of the northern Siberian Platform, Russia // *Episodes*, 1995, v. 18, p. 155—164.

*Рекомендована к печати 26 апреля 2016 г.  
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию  
15 декабря 2015 г.*