

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНЫХ
МАССИВОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

В.А. Симонов^{1,3}, В.С. Приходько², Ю.Р. Васильев^{1,3}, А.В. Котляров¹

¹ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т Академика Коптюга 3,
г. Новосибирск, 630090; e-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким-Ю-Чена 65, г. Хабаровск,
680000; e-mail: vladimir@itig.as.khb.ru

³ФГАОУВО Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, ул. Пирогова 1,
г. Новосибирск, 630000

Поступила в редакцию 10 февраля 2017 г.

В результате исследования расплавных включений в хромшпинелидах накоплен значительный объем оригинальной информации о формировании пород ультраосновных массивов Сибирской платформы. Включения показывают общие закономерности поведения магматических систем при формировании ультраосновных массивов Сибирской платформы, прослеживая основной эволюционный тренд падения магнезиальности на фоне роста содержания SiO_2 в расплавах с последовательным переходом от пикритов через пикробазальты к базальтам. Составы расплавных включений свидетельствуют об отличии условий кристаллизации пород концентрически-зональных массивов (Кондер, Инагли, Чад) от особенностей формирования Гулинского массива. В результате расчетного моделирования с помощью двух программ (PETROLOG и PLUTON) на основе данных по составу включений в хромшпинелидах определены максимальные температуры кристаллизации оливинов дунитов Кондерского (1545–1430°C), Инаглинского (1530–1430°C), Чадского (1460–1420°C) и Гулинского (1520–1420°C) массивов, а также хромшпинелидов из этих же комплексов: Кондерский (1420–1380°C), Инаглинский (до 1430°C), Чадский (1430–1330°C) и Гулинский (1410–1370°C). Для Гулинского массива расчеты по программе PLUTON на основе данных по составам расплавных включений показали возможность формирования щелочных пород на заключительной реверсивной стадии эволюции пикритовых магм (с уменьшением SiO_2 и накоплением щелочей) после завершения кристаллизации оливина при снижении температур от 1240–1230°C до 1200–1090°C. Расчетное моделирование с помощью программы PLUTON показало, что при формировании дунитов Гулинского массива существовали высокожелезистые (со средним содержанием титана) расплавы, кристаллизация которых (начиная с 1210°C) приводила к образованию пироксенов между кумулятивными кристаллами оливина. При дальнейшем снижении температуры (начиная с 1125°C) из расплавов с падающими содержаниями FeO и TiO_2 формировались клинопироксены пироксенитов. В случае Кондерского массива расчетное моделирование по программе PLUTON свидетельствует о возможности формирования из пикробазальтовых магм косьвитов (начиная с 1350°C) и кристаллизации из расплавов оливин-базальтового состава клинопироксенитов и оливин-диопсидовых пород (начиная с 1250°C).

Ключевые слова: физико-химические условия, расплавные включения, хромшпинелиды, ультраосновные массивы, Сибирская платформа, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Ультраосновные массивы Сибирской платформы привлекают внимание многих ученых в связи с актуальными проблемами глубинных мантийных систем, а также благодаря приуроченности к этим комплексам промышленных концентраций платиноидов. Исследования последних лет позволили получить зна-

чительный объем геологической, петрологической, минералогической и геохимической информации, послужившей основой для выяснения условий формирования гипербазитовых ассоциаций на Сибирской платформе. В то же время, ряд проблем, связанных с ролью магматизма при кристаллизации гипербазитов, остаются дискуссионными. В частности, значитель-

ная часть исследователей считает, что дуниты Кондерского, Инаглинского и Гулинского массивов сформировались путем твердопластичного перемещения в верхние горизонты коры [3, 4, 15, 16, 19, 41, 46].

В последние годы в результате термобарогеохимических исследований в хромшпинелидах были найдены расплавные включения, изучение которых позволило не только установить решающую роль магматических систем при формировании ультраосновных пород, но и выяснить особенности кристаллизации из расплавов дунитов концентрически-зональных платиноносных массивов (Кондерский, Инаглинский и Чадский), располагающихся в структурах Юго-Востока Сибирской платформы [31, 32]. Получена также информация по расплавным включениям в хромшпинелидах Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Север Сибирской платформы) [33, 34], в ультрамафитах которого известны заметные содержания платиноидов [9, 20, 21].

В настоящее время исследования расплавных включений в хромшпинелидах продолжаются, что дало возможность выяснить новые закономерности магматических систем, принимавших участие в процессах формирования ряда ультраосновных массивов Сибири и Урала. Обобщение оригинальных данных по расплавным включениям в хромшпинелидах из дунитов ультраосновных комплексов и обработка представительного количества объединенной информации с помощью современных расчетных компьютерных программ – все это позволило в ходе сравнительного анализа с результатами подобных исследований эталонных объектов Сибири (Карашатский палеоокеанический офиолитовый массив в Южной Туве) и Урала (Нижнетагильский платиноносный массив), а также базит-гипербазитовых ассоциаций из современных океанических областей (являющихся эталонными комплексами, не затронутыми длительными вторичными процессами), наиболее детально и обоснованно рассмотреть физико-химические условия кристаллизации пород при формировании ультраосновных массивов Сибирской платформы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основой работ по выяснению условий кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы послужили результаты исследований первичных минералов и расплавных силикатных включений. Большой интерес представляют расплавные включения в шпинелях, так как данный минерал является хорошим «микрочастицей» из-за своей химической и физической стабильности и высокой прочности [29, 31, 34, 49, 50, 53]. Особое значение

исследования многофазных силикатных микровключений в хромшпинелях имеют в случае гипербазитов [29, 31, 34, 44], подвергающихся интенсивным вторичным изменениям. Обычно в таких преобразованных породах практически только хромшпинелиды сохраняют свои свойства и соответственно содержат информацию о первичных процессах формирования ультрабазитов, независимо от их возраста и степени переработки.

Необходимо отметить, что хромшпинелиды из ультраосновных пород рассмотренных массивов практически не прозрачны и невозможно вести наблюдения за находящимися в них включениями в ходе нагрева. В связи с этим была применена особая методика экспериментов с использованием микрокамеры на основе силитового нагревателя [29, 31]. Мономинеральная проба (до 100–200 зерен фракции 0.5–0.25 мм) помещалась в графитовый контейнер с внутренними размерами в первые миллиметры. В ходе высокотемпературных опытов в этих мини-контейнерах при температурах свыше 1100°C создавались фактически восстановительные условия в результате реакции воздушного кислорода с графитом, что позволило сохранять хромшпинелиды (и находящиеся в них включения), несмотря на экстремальные условия экспериментов.

В целом опыты при высоких температурах проводились на основе методической информации из предыдущих работ, посвященных исследованиям расплавных включений [2, 18, 26, 40, 54], с учетом малой вязкости расплавов (характерных для базит-гипербазитовых комплексов) и сведения к минимуму возможности растворения матрицы хромита-хозяина: нагрев до 1000–1100°C (8–10 мин), постепенный нагрев до 1330–1340°C (10 мин), закалка. Для максимального превращения расплава во включениях в гомогенное стекло проводилась закалка в воде.

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). Исследования составов минералов и расплавных включений были выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН и в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

Составы хромшпинелидов и включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (ИГМ СО РАН). Пределы обнаружения (мас. %) компонентов этим методом следующие: SiO_2 – 0.007, TiO_2 – 0.032, Al_2O_3 – 0.011, Cr_2O_3 – 0.019, FeO – 0.019, MnO – 0.034, MgO – 0.011, CaO – 0.008, Na_2O – 0.017, K_2O – 0.009, Cl – 0.017, P_2O_5 – 0.011.

Стандартами при анализе на микрозонде служили: ортоклаз (OR), альбит (AB), диопсид (DI), гранат (O-145), базальтовое стекло (GL).

Значительное количество данных было получено при анализе минералов и включений с помощью электронных сканирующих микроскопов LEO 1430 VP [(Leo Electron Microscopy Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 350x3 Premium (Oxford Instruments Ltd)] и MIRA 3 LMU [(Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd)]. Погрешность определения основных компонентов ($C > 10$ –15 мас. %) не превышает 1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1–10 мас. % лежит в диапазоне 2–6 отн. %. При концентрациях вблизи предела определения (0.2–0.3 мас. %) погрешность может достигать 20–30 отн. % [13].

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 главным образом методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [38]. Пределы обнаружения: H_2O – 0.05 мас. %, редкие и редкоземельные элементы – 0.01 г/г. При анализе на ионном зонде использовались международные стандарты – NIST 610 и NIST 611.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Были исследованы коллекции пород, собранные во время экспедиционных работ на ультраосновных массивах Юго-Востока (Кондерский, Инаглинский, Чадский) и Севера (Гулинский) Сибирской платформы (рис. 1, 2, 3).

Кондерский массив представляет собой округлое в плане тело, диаметром около 8 км. Геофизические данные показывают, что наиболее вероятной формой массива до глубины 10 км является концентрически-зональный шток с вертикальными контактами [7]. Массив сложен породами двух комплексов – кондерского и алданского. Первый из них представлен дунитами и пироксенитами. Дуниты слагают ядро диаметром около 5.5 км, окруженное кольцевым телом пироксенитов шириной 100–750 м. Алданский комплекс объединяет широкий спектр магматических пород – щелочные пегматиты, диориты, сиенодиориты, меланократовые диориты, косьвиты, а также магнетит-биотитовые и магнетит-амфиболовые клинопироксениты, образующие поле линзовидных тел

и даек в юго-западной части массива [1, 23, 24]. Дуниты Кондерского массива представляют собой мелко-, средне-, крупнозернистые, часто порфирированные, породы с массивной текстурой. Хромшпинелид в них содержится в количестве 1–2 % и рассеян по породе в виде мелких (0.1–0.4 мм) хорошо ограненных кристалликов. Относительно более крупные хромшпинелиды приурочены к интерстициям, а наиболее мелкие находятся внутри зерен оливина.

Массив Инагли представляет собой изометричное в плане тело, площадью около 20 км². Для него, как и для других концентрически-зональных массивов (Кондер, Чад), характерны радиальные и кольцевые разломы. Центральная часть массива сложена дунитами и окружена маломощным кольцевым телом пироксен-оливиновых пород. Далее следуют дугообразные тела различных щелочно-ультраосновных и щелочных пород [11, 12]. Дуниты на современном эрозионном срезе занимают более 70 % площади массива. Они представляют собой средне- и мелкозернистые породы, в которых оливин является главным породообразующим минералом. Содержание хромшпинелидов и клинопироксенов составляет первые проценты. Идиоморфные кристаллики хромшпинелидов (0.1–0.5 мм) располагаются в основном между зернами оливина.

Чадский массив обнажается в циркообразной котловине размером 3.5 × 3.0 км. Он контролируется пересечением двух разломов глубокого залегания [23]. Центральная часть массива сложена дунитами, образующими изометричное в плане тело, диаметром 2–2.5 км. По периферии они последовательно окаймлены дуговыми телами оливиновых и магнетитовых клинопироксенитов, которые к краю массива сменяются телами габброидов и диоритов. Макроскопически дуниты являются мелко-, средне- и крупнозернистыми породами массивного сложения. В ядерной части массива встречаются пегматоидные разновидности. Содержание хромшпинелида в дунитах варьирует в широких пределах: от единичных зерен до 30 %. Мелкие зерна хромшпинелида (до 0.5 мм) в породах северного и восточного флангов имеют субидиоморфные формы, а в западной части – ксеноморфный характер. Идиоморфные хромшпинелиды в дунитах центральной части массива имеют размеры от 0.5 до 1 мм.

Гулинский массив (ГМ) является крупным геологическим объектом и, судя по геофизическим данным, его площадь составляет около 2000 км². 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 ГМ занимают дуниты,

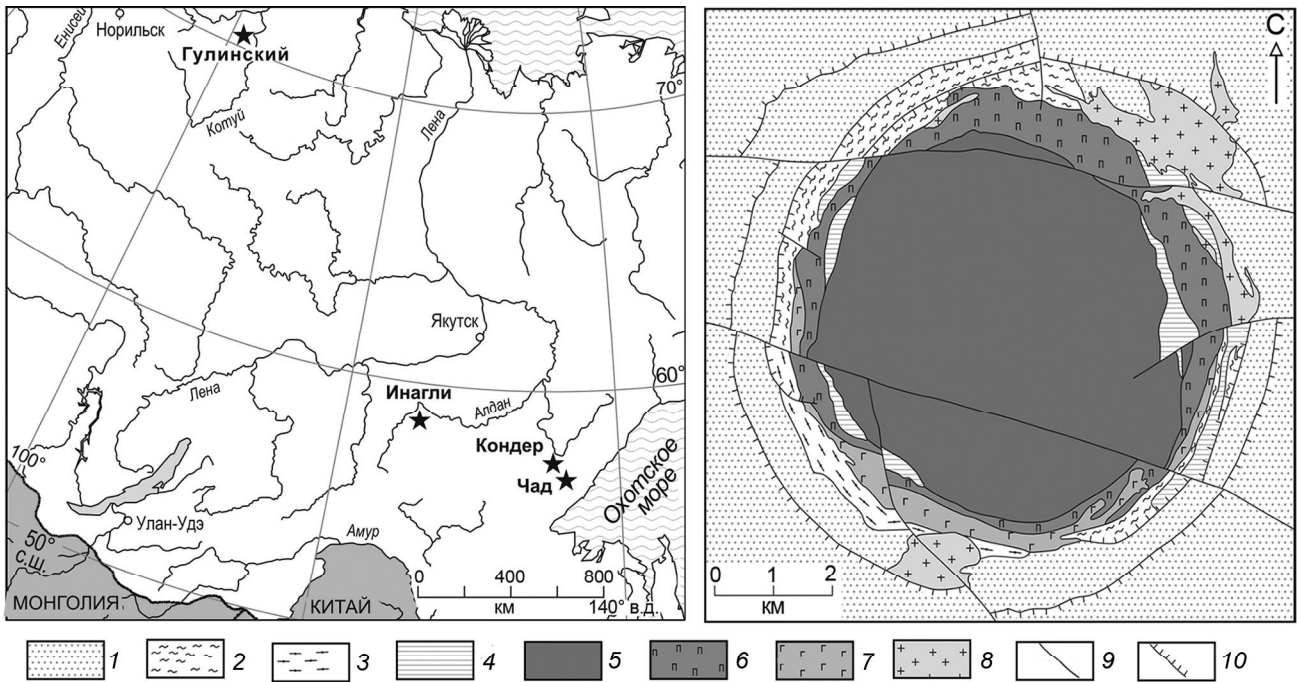


Рис. 1. Расположение исследованных ультраосновных массивов на Сибирской платформе и схема геологического строения Кондерского массива.

1 – осадочные отложения чехла; 2 – архейские породы фундамента; 3 – маркирующие пласты мраморов и кальцифиров; 4 – оливин-диопсидовые метасоматиты; 5 – дуниты; 6 – пироксениты; 7 – габбро; 8 – интрузии алданского комплекса; 9 – разломы; 10 – внешние периклинальные разломы. ([7]; с дополнениями авторов).

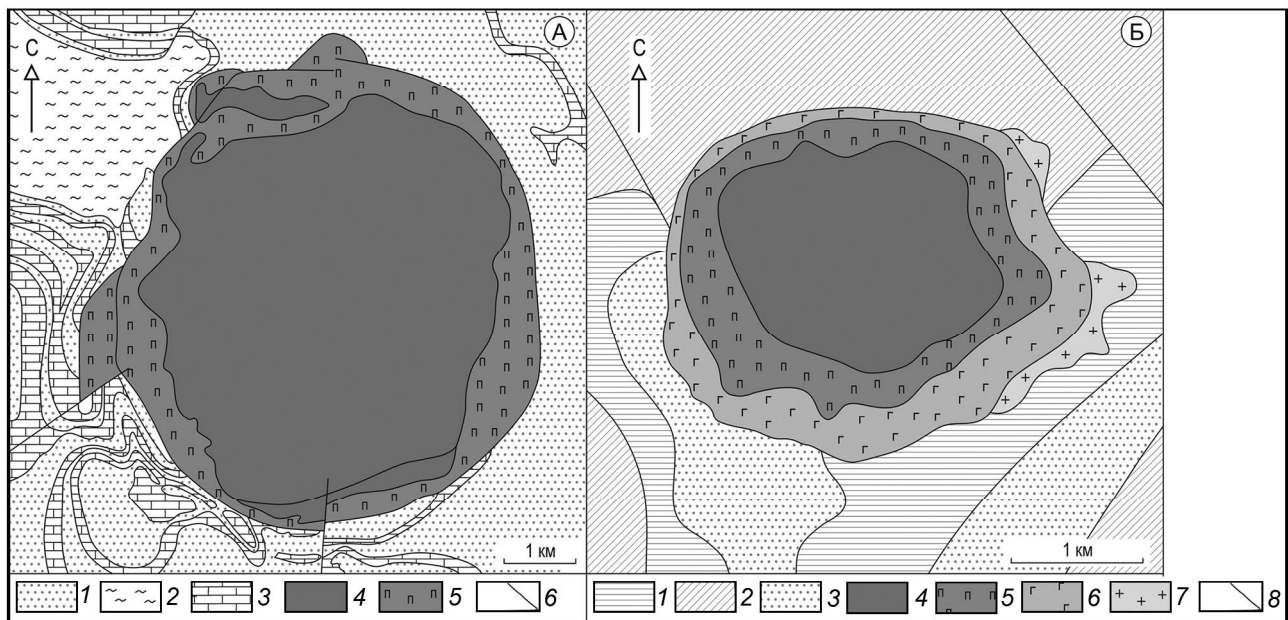


Рис. 2. Схемы геологического строения Инаглинского (А) и Чадского (Б) массивов.

А: 1 – синийские гравелиты и песчаники; 2 – архейские породы; 3 – нижнекембрийские известняки; 4 – дуниты; 5 – щелочные породы; 6 – разломы. ([11]; с дополнениями авторов).

Б: 1, 2 – нижнепротерозойские песчаники (1) и диабазы (2); 3 – верхнепротерозойские песчаники; 4 – дуниты; 5 – оливинные пироксениты; 6 – габбро, сиениты; 7 – диориты; 8 – разломы. ([23]; с дополнениями авторов)

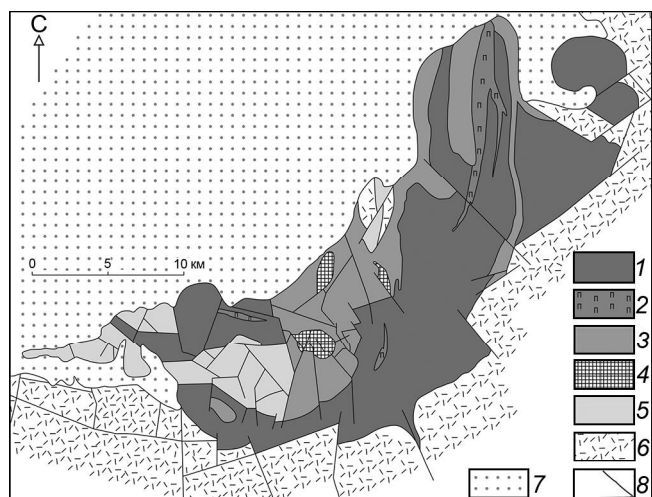


Рис. 3. Схема геологического строения Гулинского массива ([8]; с дополнениями авторов).

1 – дуниты, 2 – клинопироксениты, 3 – щелочные породы (мельтейгиты, ийолиты, шонкиниты и др.), 4 – карбонатиты, 5 – меймечиты маймечинской свиты, 6 – пермско-триасовые базальты; 7 – мезозойско-кайнозойские и четвертичные отложения, 8 – разломы.

контактирующие с пермско-триасовыми вулканическими породами онкучакской и тыванкитской свит Маймеча-Котуйской провинции, а также с меймечитами маймеченской свиты [5, 6, 8, 55]. В целом массив сложен разнообразными породами от ультраосновного до щелочного составов, а также карбонатитами (рис. 3). Установлена последовательность формирования: дуниты – клинопироксениты – мелилитолиты – щелочные породы якупирангит-уртитового ряда – сенициты – карбонатиты. Наибольший интерес в нашем случае представляют дуниты (содержащие клинопироксен), в аксессуарных хромшпинелидах из которых были изучены расплавные включения.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ

В ходе исследования собранных коллекций значительное внимание уделялось анализу составов хромшпинелидов, содержащих расплавные включения (табл. 1). Необходимо отметить, что к настоящему времени опубликован громадный объем данных по составам хромшпинелидов, представляющих различные типы гипербазитов. В статье рассматриваются только те хромшпинелиды, в которых были найдены расплавные включения. Соответственно при обработке полученной информации с целью сравнительного анализа использовались преимущественно данные по магмагенным хромшпинелидам (содержащим расплавные включения) из эталонных базит-гипербазитовых комплексов Урала, юга Сибири и современных океанических областей.

Исследования показали, что хромшпинелиды из дунитов концентрически-зональных платиноносных массивов Сибирской платформы (Кондер, Инагли и Чад) по соотношению $Cr_2O_3 - FeO$ образуют компактное поле (с вариациями хрома 44–57 мас. % и железа 25–38 мас. %), частично перекрывающееся данными по минералам из дунитов платиноносного Нижнетагильского массива (Урал). Хромшпинелиды из ГМ (север Сибирской платформы), обладая меньшей хромистостью (Cr_2O_3 от 44 до 50 мас. %), тесно ассоциируют с минералами из платиноносных объектов и из меймечитов. В целом, хромшпинелиды из дунитов Сибирской платформы явно отличаются от минералов из базит-гипербазитовых пород современных и древних (офиолиты) океанов, образующих отчетливый тренд падения содержания хрома при росте количества железа (рис. 4).

Обладая сходными чертами по соотношению хрома и железа, хромшпинелиды из ультраосновных массивов Сибирской платформы различаются по содержанию титана. В частности хромшпинелиды из дунитов Гулинского массива содержат значительно больше TiO_2 (3.4–6 мас. %), чем минералы из ультраосновных концентрически-зональных платиноносных комплексов Юго-Востока Сибирской платформы – до 1 мас. % (массивы Кондер, Инагли, Чад). Соответственно первые тесно ассоциируют с хромшпинелидами из меймечитов, а вторые – образуют фактически одну группу с минералами из ультрабазитов эталонного Нижнетагильского платиноносного массива (рис. 5).

На диаграмме $TiO_2 - Al_2O_3$ видно, что кроме двух групп минералов из ультраосновных массивов Сибирской платформы отчетливо выделяются низкотитанистые и высокоглиноземистые хромшпинелиды, тесно ассоциирующие с полем минералов из базальтов срединно-океанических хребтов. При этом явно намечается тренд накопления титана на фоне падения алюминия в хромшпинелидах из базит-гипербазитовых пород, образующих следующую последовательность: базальты и гипербазиты спрединговых зон срединно-океанических хребтов (район $15^{\circ}20'$, САХ) – плюмовые базитовые комплексы срединно-океанических хребтов (район Сьерра-Леоне, САХ) – плюмовые базальтовые комплексы внутриплитных океанических островов (Гавайские острова, Тихий океан) – меймечиты и базальты континентальных плато (Восточная Сибирь) (рис. 5).

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

Основной объем данных о физико-химических параметрах магматических процессов кристаллиза-

Таблица 1. Представительные анализы аксессуарных хромшпинелидов из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы (мас. %).

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	Сумма
1	1	0.04	0.65	7.06	50.95	32.60	0.51	7.65	0.06	99.52
2	3	0.04	0.68	7.45	51.50	31.22	0.51	8.29	0.06	99.76
3	5	0.04	0.68	7.20	51.03	31.59	0.50	8.35	0.06	99.45
4	6	0.05	0.74	7.43	50.47	32.05	0.51	8.06	0.07	99.38
5	10	0.05	0.70	7.35	51.32	31.23	0.49	8.36	0.06	99.54
6	15	0.03	0.74	7.51	49.96	31.68	0.48	8.12	0.08	98.60
7	16	0.03	0.67	6.85	50.31	33.22	0.49	8.13	0.04	99.73
8	17	0.02	0.57	6.45	49.28	34.25	0.54	7.91	0.04	99.06
9	18	0.03	0.66	7.18	51.18	32.24	0.51	8.03	0.06	99.89
10	20	0.02	0.72	7.36	50.77	32.38	0.52	8.08	0.07	99.93
11	I-2	0.06	0.57	5.04	55.72	26.82	1.05	10.27	0.04	99.56
12	I-4	0.07	0.87	6.31	54.21	25.14	0.94	11.57	0.06	99.16
13	A-3	0.07	0.39	4.92	55.12	29.62	0.95	8.49	0.13	99.68
14	B-1	0.09	0.60	7.58	45.17	35.33	0.72	9.79	0.10	99.38
15	B-2	0.08	0.42	6.81	44.13	38.02	0.78	9.10	0.12	99.45
16	B-3	0.06	0.78	7.74	45.82	33.75	0.71	10.06	0.12	99.05
17	B-5	0.06	0.71	7.89	45.37	34.74	0.71	9.93	0.10	99.51
18	A-5	0.08	0.54	5.77	53.62	27.96	0.67	10.82	0.10	99.56
19	III B-2	0.05	0.44	5.05	54.33	29.24	0.80	9.12	0.07	99.10
20	B-5/1	0.06	0.53	6.47	50.68	31.74	0.72	9.13	0.07	99.40
21	A-1	0.07	0.71	5.89	51.76	32.20	0.67	7.89	0.06	99.25
22	A-2	0.04	0.65	5.84	51.40	32.91	0.61	7.98	0.07	99.50
23	B-1	0.07	0.69	6.74	51.73	31.35	0.64	7.98	0.02	99.21
24	B-2	0.06	0.69	6.66	51.44	32.06	0.65	7.83	0.01	99.40
25	V-A-2	0.00	0.57	6.43	53.80	29.04	0.37	8.94	0.04	99.18
26	V-A-3	0.02	0.54	6.38	55.09	28.51	0.34	8.65	0.04	99.57
27	V-A-5	0.00	0.56	6.56	53.07	29.68	0.34	8.93	0.06	99.20
28	VI-1	0.00	0.59	7.17	52.16	31.04	0.35	7.92	0.07	99.29
29	VI-3	0.00	0.60	7.07	53.62	27.99	0.34	9.27	0.05	98.93
30	VI-4	0.01	0.57	7.09	50.62	32.13	0.40	8.18	0.06	99.06
31	7	0.00	5.48	6.17	43.81	33.91	0.00	10.64	0.00	100.01
32	3	0.00	4.09	5.10	43.53	39.54	0.00	7.74	0.00	100.00
33	4	0.00	4.10	5.50	44.56	36.95	0.00	8.66	0.00	99.77
34	16	0.00	4.39	6.77	48.48	27.79	0.00	12.13	0.45	100.01
35	14	0.00	4.67	6.36	45.94	32.57	0.00	10.16	0.30	100.00
36	5	0.00	4.06	6.32	49.59	28.84	0.00	10.92	0.26	99.99
37	10	0.00	3.79	6.15	48.65	31.03	0.40	9.66	0.32	100.00
38	4 5	0.00	5.84	6.14	41.41	35.38	0.62	10.07	0.30	99.76
39	8	0.00	5.35	6.72	45.38	31.89	0.46	9.92	0.27	99.99
40	14	0.00	5.07	6.84	47.09	29.83	0.56	10.60	0.00	99.99

Примечание. Аксессуарные хромшпинелиды из дунитов Кондерского (1–10), Инаглинского (11–20), Чадского (21–30) и Гулинского (31–40) ультраосновных массивов.

ции пород ультраосновных массивов на Сибирской платформе был получен с помощью анализа расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Кондерского, Инаглинского, Чадского и Гулинского массивов (табл. 2, 3).

Первичные расплавные включения (10–60 мкм) располагаются равномерно в зернах аксессуарных хромшпинелидов. Реже они формируют полосы и зоны роста в минерале. Формы включений округлые, равновесные с вмещающим хромитом и часто имеют

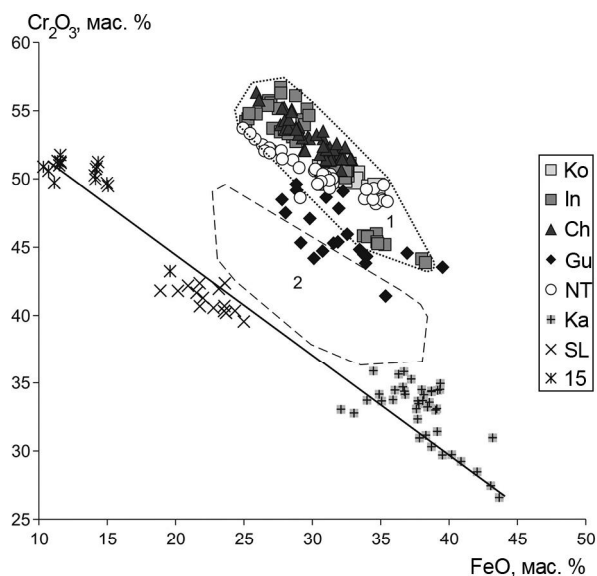


Рис. 4. Диаграмма Cr_2O_3 – FeO для хромшпинелидов из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Хромшпинелиды из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы: Кондерский (Ko), Инаглинский (In), Чадский (Ch), Гулинский (Gu). Хромшпинелиды: из дунитов Нижнетагильского платиноносного (NT, Урал, [35]) и Карашатского офиолитового (Ka, Южная Сибирь, [30]) массивов, а также из базит-гипербазитовых комплексов районов Сьерра-Леоне (SL, [29]) и $15^\circ 20'$ (15, [28]) в Центральной Атлантике. Поля хромшпинелидов: 1 – из дунитов Юго-Востока Сибирской платформы (концентрически-зональные ультраосновные массивы – Кондер, Инагли, Чад), 2 – из меймечитов [6, 48]. Сплошной линией показан тренд хромшпинелидов из базит-гипербазитовых комплексов океанических структур.

заметную огранку. До высокотемпературных экспериментов включения содержат множество преимущественно силикатных кристалликов, а также иногда отдельные деформированные флюидные фазы (рис. 6). Большой интерес представляют включения с ограниченными кристалликами оливина, располагающиеся в микрокристаллической массе с закалочными структурами «спинифекс» (рис. 6 Б), свидетельствующие о резкой смене процессов кристаллизации [34]. В других случаях включения могут содержать фактически габброидную структуру с хорошо выраженными кристалликами клинопироксена (рис. 6 В). Исследования на сканирующем микроскопе показали, что в негретых включениях встречаются следующие минералы: оливин, клинопироксен, полевые шпаты, флогопит,

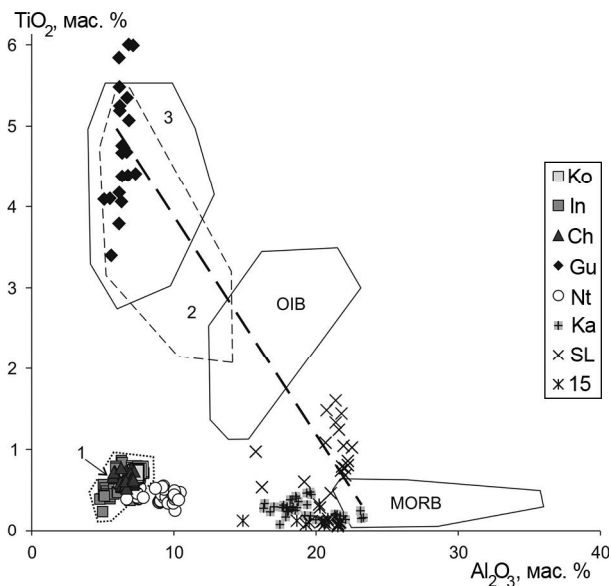


Рис. 5. Диаграмма TiO_2 – Al_2O_3 для хромшпинелидов из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Поля хромшпинелидов: 3 – из базальтов континентальных плато [43], из базальтов океанических островов (OIB, [37]) и срединно-океанических хребтов (MORB, [27]). Пунктирной линией показан тренд последовательного роста влияния плюмового магматизма при смене тонкой спрединговой океанической коры (переходящей в более массивную кору внутриплитных океанических островов) наиболее мощной континентальной корой. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

сфен, апатит, сульфиды и другие, значительно более редкие фазы. Среди микрокристалликов основной массы включений со структурами «спинифекс» может присутствовать нефелин.

После высокотемпературных экспериментов и закалки (рис. 7) включения становятся обычно двухфазовыми (стекло + газовый пузырек) и значительно реже – однофазовыми (гомогенное стекло). Эти данные прямо свидетельствуют о том, что многофазное содержимое включений было полностью расплавлено. Сферическая форма пузырька говорит о его формировании в равновесной системе газ – жидкость (расплав). Иногда часть кристалликов оливина, несмотря на высокие температуры опытов (до 1330 – 1340°C), сохраняется в виде округлых недоплавленных реликтов в гомогенном стекле. В других случаях, несмотря на быструю закалку в воде, из расплава внутри включений успевают образоваться ограненные

Примечание к таблице 2. Расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Кондерского (1–12), Инаглинского (13–22), Чадского (23–34) и Гулинского (35–48) ультраосновных массивов. 1–41 – стекло и стекловатый базис в прогретых и закаленных включениях; 42 – расчетный валовый состав прогретого включения с недоплавленным кристалликом оливина; 43–46 – расчетные валовые составы негретых включений с кристалликами оливина (43–45) и с габброидной структурой (46); 47, 48 – расчетные валовые составы основной массы включений со структурой «спинифекс».

Таблица 2. Представительные анализы составов расплавных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы (мас. %).

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	2.1	40.14	0.26	11.57	1.36	10.18	0.21	21.19	6.81	2.39	3.35	0.39	97.85
2	3.1	39.19	0.23	13.62	3.05	5.00	0.08	21.66	6.89	3.52	3.15	0.24	96.62
3	3.2	39.65	0.23	12.91	2.55	4.86	0.11	26.58	6.04	3.19	2.90	0.19	99.19
4	3.4	43.53	0.28	11.60	1.18	4.97	0.11	13.82	9.93	4.54	3.99	0.39	94.34
5	5.3	43.34	0.25	8.40	0.82	8.76	0.18	9.67	16.03	1.71	3.79	0.47	93.41
6	8.5	48.25	0.36	11.87	1.03	4.95	0.08	9.25	14.22	2.83	4.52	0.87	98.22
7	8.6	47.87	0.37	11.69	1.20	5.10	0.06	9.20	14.00	2.86	4.53	0.84	97.69
8	9.1	45.62	0.25	8.52	0.95	9.91	0.20	10.21	15.42	1.52	4.04	0.55	97.20
9	9.3	45.71	0.22	8.60	1.02	9.63	0.16	12.28	14.87	1.51	3.96	0.49	98.44
10	10.1	42.32	0.29	13.43	1.12	4.20	0.08	24.78	7.46	2.22	3.38	0.29	99.57
11	11.1	41.07	0.28	11.85	1.30	6.50	0.13	25.68	4.51	3.30	2.72	0.49	97.83
12	11.3	42.26	0.37	13.87	1.70	6.54	0.09	20.93	5.48	4.22	3.29	0.43	99.15
13	2	39.75	0.74	14.96	3.15	5.59	0.00	22.23	2.50	0.48	6.69	н.о.	96.09
14	3	37.70	0.88	13.33	3.07	5.68	0.00	24.62	2.29	2.39	6.44	н.о.	96.40
15	4	37.48	0.76	14.66	3.66	5.99	0.00	23.86	2.47	2.29	6.89	н.о.	98.06
16	6	41.63	1.07	16.86	1.95	3.81	0.00	25.38	1.62	0.52	6.91	н.о.	99.75
17	7	39.88	0.90	16.45	2.51	3.38	0.00	24.11	2.31	0.57	6.44	н.о.	96.55
18	10	41.79	1.21	16.46	2.56	2.32	0.00	25.59	1.94	0.47	7.57	н.о.	99.91
19	11	41.24	1.34	16.35	2.95	2.31	0.00	25.08	2.43	0.43	7.37	н.о.	99.50
20	19	38.89	1.07	16.61	2.77	4.99	0.00	19.74	10.73	0.33	4.35	н.о.	99.48
21	20	39.86	1.06	14.90	2.29	5.05	0.00	18.52	11.84	0.36	4.36	н.о.	98.24
22	21	38.29	1.14	14.46	2.05	5.00	0.00	21.94	11.93	0.31	3.39	н.о.	98.51
23	1.1	47.52	0.37	10.92	0.89	11.25	0.00	8.47	12.79	4.69	2.58	0.38	99.86
24	1.13	45.09	0.21	8.98	1.36	10.83	0.19	17.73	10.09	3.41	2.00	0.00	99.89
25	2.1	44.69	0.38	11.54	3.24	5.39	0.00	24.06	9.78	0.50	0.41	0.00	99.99
26	1.2	50.38	0.29	8.07	0.61	5.54	0.00	12.40	17.01	3.21	2.37	0.00	99.88
27	1.6	49.49	0.31	7.37	0.48	4.98	0.00	17.87	14.30	2.59	2.12	0.00	99.51
28	1	45.63	0.36	10.28	0.94	12.86	0.32	8.37	14.21	3.96	2.45	0.50	99.88
29	1.8	43.29	0.35	8.17	1.30	12.37	0.22	19.09	9.83	2.78	1.89	0.21	99.50
30	1.6	47.76	0.37	8.10	0.74	5.19	0.00	20.98	11.42	2.96	1.70	0.28	99.50
31	2	45.84	0.29	7.90	1.24	12.86	0.27	10.04	15.98	2.85	2.17	0.35	99.79
32	1.7	43.49	0.25	6.19	1.28	11.11	0.23	23.17	10.42	1.98	1.62	0.18	99.92
33	21	48.06	0.25	9.28	0.83	8.01	0.00	13.75	13.46	3.91	2.11	0.23	99.89
34	2.7	45.66	0.27	7.52	0.89	7.28	0.00	23.31	9.87	2.92	1.58	0.21	99.51
35	3.3	52.13	2.98	9.08	0.94	9.08	0.00	6.22	13.80	2.70	1.90	0.71	99.54
36	5.1	45.28	3.38	7.42	0.59	12.18	0.21	12.92	10.95	1.95	1.87	0.67	97.42
37	6.2	50.41	4.01	8.26	1.10	11.88	0.00	5.87	11.20	2.32	1.94	0.92	97.91
38	6.4	48.45	3.52	7.97	0.75	13.23	0.25	7.75	10.96	1.99	2.05	0.81	97.73
39	6.13	47.21	3.37	7.95	0.69	13.03	0.20	9.77	10.55	2.13	2.04	0.87	97.81
40	5a.1	43.80	3.19	7.46	3.63	15.86	0.29	8.89	9.69	1.85	1.69	0.81	97.16
41	5a.2	44.51	3.32	7.53	3.57	15.51	0.27	8.87	9.74	2.02	1.67	0.56	97.57
42	5.1	44.14	2.98	5.98	0.67	12.46	0.16	19.00	8.99	1.57	1.49	0.60	98.02
43	4b	42.71	2.88	5.87	0.74	5.40	0.00	25.11	8.24	1.55	2.03	0.56	95.10
44	3a	43.26	4.55	6.83	0.70	6.15	0.00	18.40	13.42	1.66	1.55	0.50	97.03
45	2a	40.63	4.56	4.57	0.48	5.37	0.00	26.27	10.46	1.38	1.12	0.49	95.34
46	1a Г	51.99	2.67	10.85	0.93	3.96	0.00	10.15	11.99	2.82	3.31	0.00	98.68
47	4b С	47.10	5.61	11.22	0.81	2.95	0.00	9.14	15.02	3.03	3.97	1.10	99.95
48	3a С	46.18	6.48	9.74	0.80	4.37	0.00	8.41	18.70	2.37	2.21	0.71	99.98

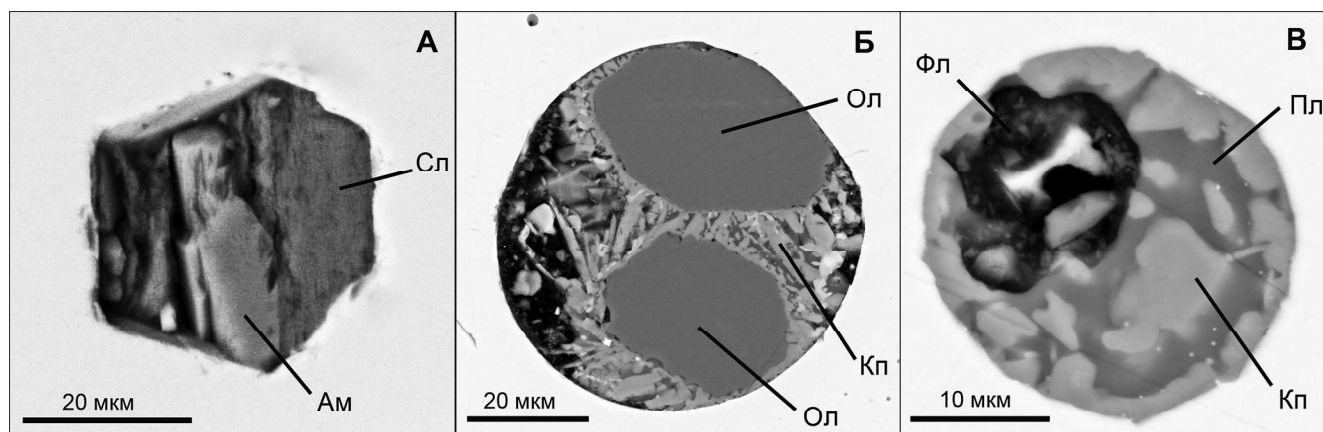


Рис. 6. Фотографии на электронном сканирующем микроскопе первичных негретых расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы.

А – Кондерский массив. Б, В – Гулинский массив. Ам – амфибол, Сл – слюда (флогопит), Ол – оливин, Кп – клинопироксен, Пл – плагиоклаз, Фл – местоположение флюидных фаз.

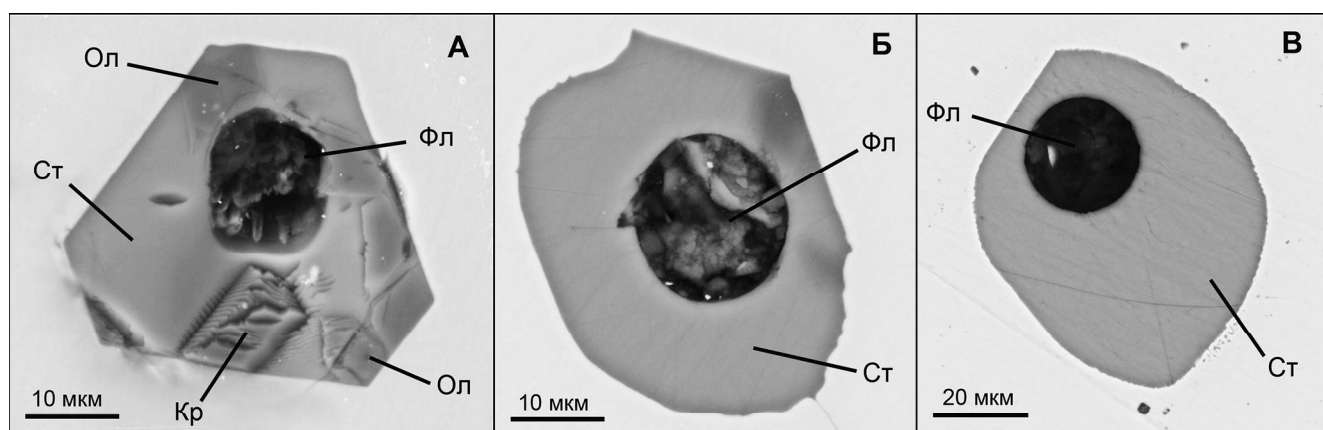


Рис. 7. Фотографии на электронном сканирующем микроскопе первичных прогретых и закаленных расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы.

А – Кондерский массив. Б – Чадский массив. В – Гулинский массив. Ол – оливин, Ст – стекло, Фл – местоположение флюидных фаз, Кр – кратер после ионного зонда.

кристаллики преимущественно оливина и хромшпинелида, хорошо отличающихся по химическому составу от породообразующих оливинов и хромитов из дунитов рассмотренных массивов.

Отмеченные особенности разных типов прогретых и закаленных включений (рис. 7) важны для выяснения составов расплавов, при участии которых кристаллизовались акцессорные хромшпинелиды из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы. В случае полного расплавления содержимого химические характеристики расплавов устанавливаются путем прямого анализа гомогенных стекол прогретых включений. При наличии недоплавленных и новообразованных минералов анализ химических составов кристалликов и стекол позволяет рассчитать по

соотношениям этих фаз валовый состав включений. В случае негретых включений с кристалликами оливинов рассчитывались их валовые составы, а также составы основной массы, имеющей иногда структуру «спинифекс». При этом значительное внимание уделялось оливинам, находящимся внутри включений. В частности для ГМ было установлено, что оливины во включениях по большинству химических характеристик отличаются от породообразующих минералов, но центры кристалликов могут иметь определенное сходство. Таким образом, ограненные кристаллики оливинов выросли внутри изолированного объема включений, но их основа (затравка) в отдельных случаях могла быть захвачена хромшпинелидом извне вместе с микропорцией расплава [34]. Эти особенно-

Таблица 3. Содержания редких, редкоземельных элементов (ppm) и воды (мас. %) в расплавных включениях в акцессорных хромшпинелидах из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Компонент	Кондерский	Инаглинский	Гулинский	Нижнетагильский	Карашатский
Th	1.15	2.17	7.48	0.08	0.01
Rb	141	186	62	48	7
Ba	444	5948	968	521	25
Sr	601	2042	1465	1001	64
La	11.82	23.78	92.20	8.60	0.27
Ce	26.8	57.0	204.1	11.4	0.9
Nd	11.3	21.1	96.2	4.58	1.0
Sm	2.16	2.85	18.41	1.16	0.53
Eu	0.67	2.23	5.17	0.36	0.25
Gd	2.19	2.38	14.59	1.16	0.78
Dy	0.93	1.65	8.48	0.66	1.22
Er	0.36	0.39	3.88	0.28	1.32
Yb	0.12	0.16	2.11	0.15	1.85
Y	3.44	5.24	30.21	3.59	8.37
Zr	18.10	97.92	695.70	3.85	2.91
Nb	1.91	12.40	111.23	0.15	0.23
Ta	0.30	3.05	5.05	н.о.	0.17
H ₂ O	0.45–0.53	0.08–0.63	0.29–0.76	н.о.	0.17–0.58
Количество анализов	4	3	6	4	5

Примечание. Приведены средние значения элементов и интервалы содержаний воды. н.о. – компонент не определялся.

сти были учтены при расчетах валового состава высокомагнезиальных включений.

По соотношению MgO – SiO₂ включения в хромшпинелидах из дунитов рассмотренных ультраосновных массивов Сибирской платформы, обладающие наиболее высокими содержаниями магния (до 26.5 мас. %), совпадают с данными по составам пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйского района, что подтверждает возможность существования таких высокомагнезиальных расплавов. Составы этих включений располагаются в начале общего эволюционного тренда падения магнезиальности на фоне роста SiO₂ с последовательным переходом от пикритов через пикробазальты к оливиновым базальтам. Данный тренд согласуется в целом с направлением изменения химических составов расплавных включений в хромитах из дунитов Нижнетагильского и Карашатского массивов, а также в оливинах из меймечитов. Заметная часть включений в хромитах Гулинского и Карашатского массивов с минимальным содержанием магния показывает базальтовый состав (рис. 8).

Обладая высокими (до 4.6–6.5 мас. %) содержаниями титана, включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива показывают сходство с данными по включениям в оливинах из меймечитов и резко отличаются от низкотитанистых (TiO₂ до 1.3 мас. %) включений из хромшпинелидов платиноносных массивов. Последние тесно ассоциируют

с включениями в хромшпинелидах из офиолитовых дунитов Карашатского массива (рис. 9).

На вариационных диаграммах Харкера выделяются включения в хромшпинелидах Гулинского массива, которые образуют в случае всех рассмотренных химических компонентов отчетливые линейные тренды, показывающие падение содержания FeO и увеличение содержаний TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O на фоне роста SiO₂. Для включений в хромшпинелидах из дунитов концентрически-зональных платиноносных массивов Сибирской платформы не всегда можно выявить отчетливые взаимосвязи между компонентами, но в ряде случаев (TiO₂, FeO, K₂O) они также хорошо видны, причем их тренды совпадают по общему направлению с данными по Гулинскому массиву, фиксируя разные уровни накопления элементов (рис. 10).

В целом по распределению химических элементов (особенно это хорошо видно на примере TiO₂, K₂O – SiO₂) выясняются особенности магматических систем, формировавших ультраосновные массивы Сибирской платформы. Явно обособляются высокотитанистые расплавы Гулинского плутона. Среди низкотитанистых комплексов выделяются инаглинские магмы с относительно повышенными содержаниями титана и калия на фоне низких содержаний SiO₂. Расплавы массива Чад обладают противоположными характеристиками с существенно меньшими содержа-

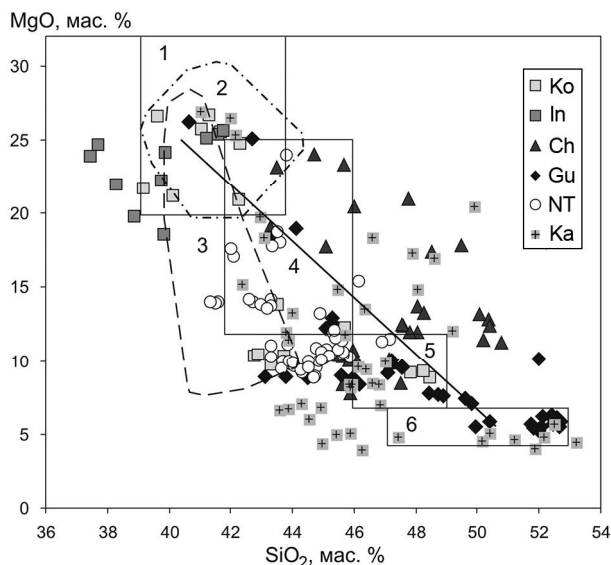


Рис. 8. Диаграмма $MgO-SiO_2$ для расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Составы расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского (Ko), Инаглинского (In), Чадского (Ch), Гулинского (Gu), Нижнетагильского (NT, [36]) и Карашатского (Ka, [30]) массивов. Поля составов: 1 – пикриты, 2 – пикритовые порфиры Маймеча-Котуйского района, 3 – расплавные включения в оливине меймечитов [36, 39], 4 – пикробазальты, 5 – оливиновые базальты, 6 – базальты. Поля 1, 4, 5, 6 составлены с использованием материалов [17].

ниями титана и калия на фоне повышенных содержаниях SiO_2 . Данные по Кондерскому массиву занимают промежуточное положение, тесно ассоциируя с составами включений из хромшпинелидов эталонного Нижнетагильского массива (рис. 10).

По характеру распределения химических характеристик расплавные включения в рассмотренных хромшпинелидах из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы согласуются с данными по эволюции составов расплавов эталонных расслоенных базит-гипербазитовых плутонов при их кристаллизации в магматической камере. В частности на диаграмме $CaO-MgO$ отчетливо видна ассоциация расплавных включений из хромшпинелидов Гулинского, Кондерского, Инаглинского и Чадского массивов с трендом расплавных включений в хромшпинелидах Карашатского массива (Южная Тува), который согласуется с изменением состава пород (дуниты – верлиты – клинопироксениты – габбро), последовательно кристаллизовавшихся в ходе формирования этого расслоенного офиолитового комплекса (рис. 11).

Анализ прогретых расплавных включений в хромшпинелидах с помощью ионного зонда позволил получить информацию о содержании редкоземель-

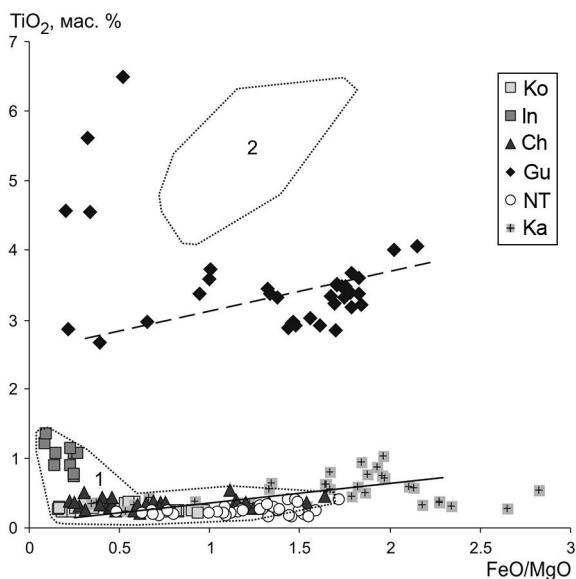


Рис. 9. Диаграмма TiO_2-FeO/MgO для расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Поля составов расплавных включений: 1 – в хромшпинелидах из дунитов концентрически-зональных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы (Кондерский, Инаглинский, Чадский) и 2 – в оливине меймечитов [36, 39]. Тренды включений в хромшпинелидах Гулинского (пунктирная линия) и Карашатского (сплошная линия) массивов. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

ных элементов и воды в магматических системах, ответственных за формирование ультраосновных массивов Сибирской платформы. Графики распределения редкоземельных элементов для этих включений обладают отчетливо выраженным отрицательным наклоном с существенным обогащением легкими лантаноидами. При этом наиболее обогащенные расплавы ГМ практически идеально совпадают с данными по включениям в оливинах из меймечитов Сибирской платформы. Спектры включений в хромшпинелидах из Кондерского и Инаглинского массивов показывают меньшие содержания редкоземельных элементов, близки к графикам включений из эталонного платиноносного Нижнетагильского массива и согласуются с данными по плюмовым магматическим системам океанических островов и континентальных «горячих точек». В целом рассмотренные расплавные включения резко отличаются от включений в хромшпинелидах из палеоокеанических комплексов (офиолиты Карашатского массива, Южная Сибирь), для которых характерны графики с положительным наклоном (с минимальными значениями легких лантаноидов), фактически совпадающие с данными по габброидам из Центральной Атлантики (рис. 12).

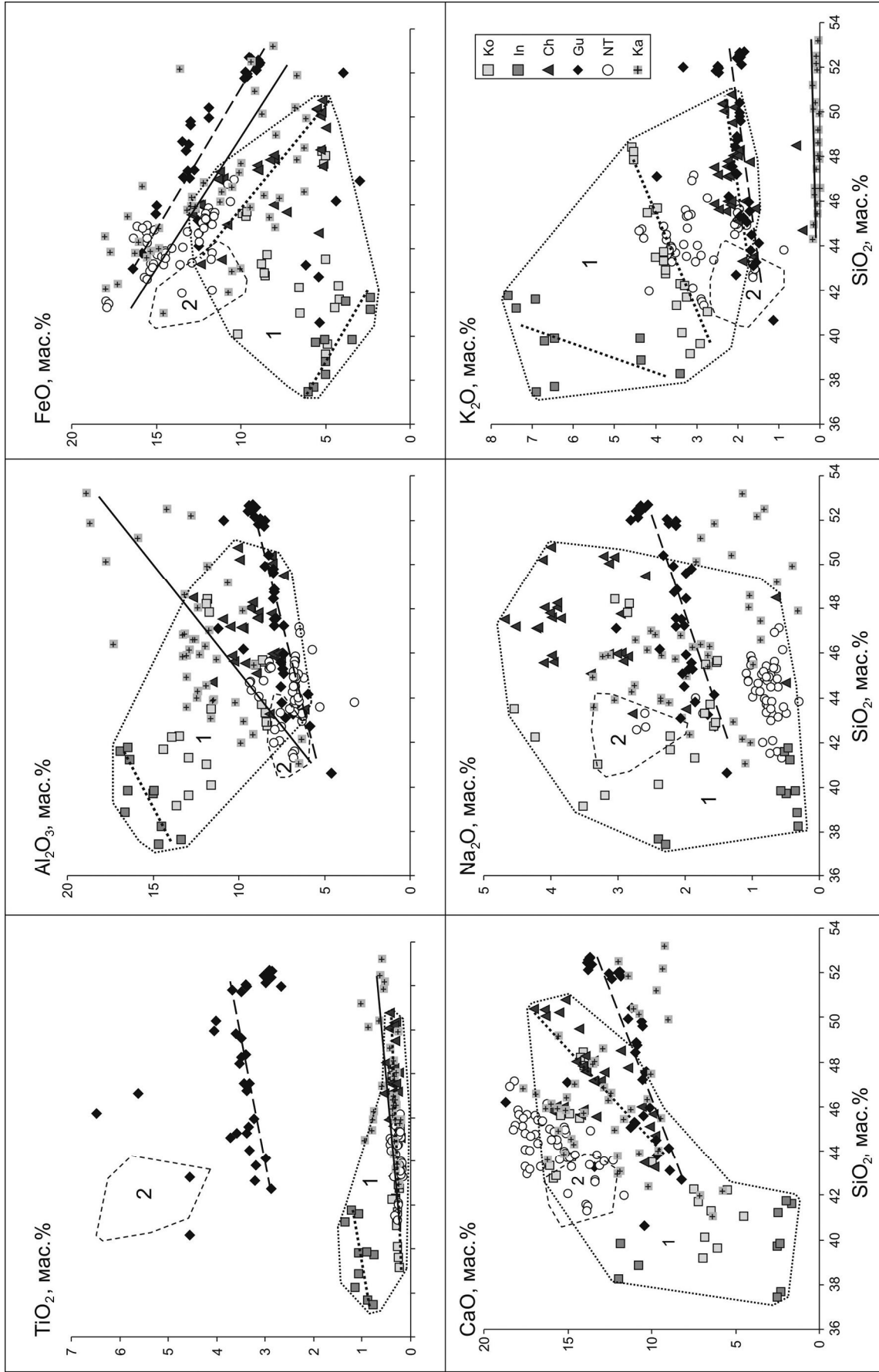


Рис. 10. Вариационные диаграммы Харкера для расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы. Поля составов расплавных включений: 1 – в хромшпинелидах из дунитов концентрически-зональных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы (Кондерский, Ингалтинский, Чадский) и 2 – в оливине меймечитов [36, 39]. Тренды включений в хромшпинелидах Гулинского (пунктирная линия), Карашатского (сплошная линия) массивов. Точечные линии – тренды включений в хромшпинелидах из дунитов концентрически-зональных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

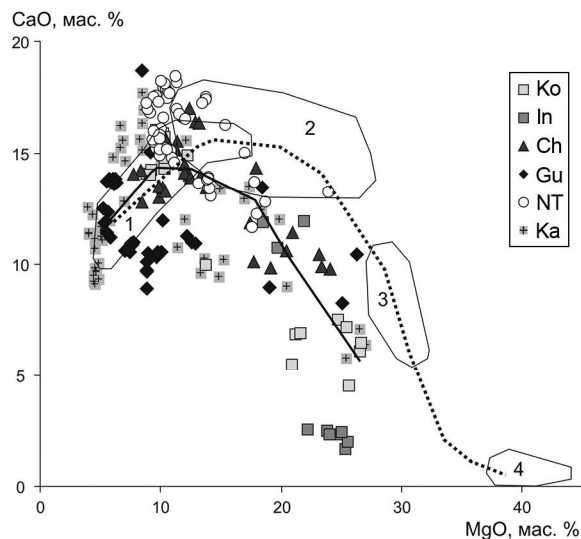


Рис. 11. Диаграмма CaO–MgO для расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Поля составов пород Карашатского офиолитового массива: 1 – габбро, 2 – клинопироксениты, 3 – верлиты, 4 – дуниты [26, 42]. Тренды включений в хромшпинелидах (сплошная линия) и пород (точечная линия) Карашатского массива. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

Анализ с помощью ионного зонда количества летучих компонентов в стеклах прогретых расплавных включений в хромшпинелидах показывает близость максимальных содержаний воды в магматических системах, формировавших ультраосновные интрузивные комплексы на Сибирской платформе (Кондерский – до 0.53 мас. %, Инаглинский – до 0.63 мас. % и Гулинский – до 0.76 мас. %) и в палеоокеанических структурах (Карашатский – до 0.58 мас. %).

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Для определения температурного режима кристаллизации пород, а также с целью выяснения особенностей эволюции магматических систем, принимавших участие в формировании ультраосновных массивов Сибирской платформы, было проведено расчетное моделирование с использованием программ PETROLOG [47] и PLUTON [14]. За основу расчетов взяты составы расплавных включений, свойства которых приведены в предыдущем разделе. Для всех исследованных ультраосновных массивов определены температуры кристаллизации. При этом характерные черты процессов кристаллизации и эволюции магматических расплавов детально рассмотрены с помощью обеих программ на примере Гулинского и Кондерского массивов, для которых была получена

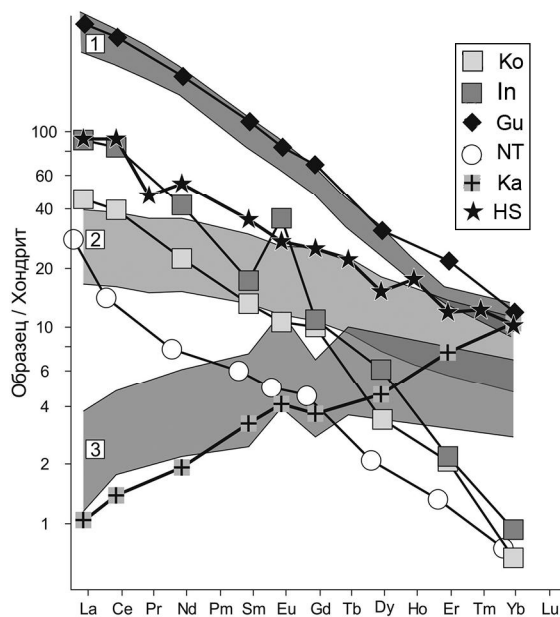


Рис. 12. Распределение редкоземельных элементов в прогретых расплавных включениях в хромшпинелидах из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Средние значения редкоземельных элементов в расплавных включениях в хромшпинелидах из дунитов Кондерского (Ko), Инаглинского (In), Гулинского (Gu), Нижнетагильского (NT) и Карашатского (Ka) массивов. HS – расплавные включения и закалочные стекла из пород континентальных горячих точек [22]. Поля: 1 – расплавных включений в оливине меймечитов [39], 2 – пикритов Гавайских островов [51] и 3 – габбро Срединно-Атлантического хребта в районе 15°20' [27]. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [45].

наиболее представительная информация по расплавным включениям в хромшпинелидах.

С помощью моделирования по программе PETROLOG [47] были рассчитаны температуры ликвидусной кристаллизации оливинов и хромшпинелидов из расплавов, соответствующих по химическому составу расплавным включениям в хромитах. Использовался единый подход для всех рассмотренных массивов (с учетом подкорректированных данных по составам включений и возможного влияния содержащейся в них воды), что позволило получить новую информацию, а также уточнить опубликованные нами ранее температурные параметры формирования ультрабазитов. В ходе расчетов применялся буфер QFM. Давление задавалось 4 кбар, что соответствует кристаллизации в магматической камере на глубине примерно 12 км. Содержание воды оценивалось согласно результатам непосредственных анализов прогретых расплавных включений в хромшпинелидах: массив Инагли – 0.6 мас. %; массивы Кондерский, Чадский, Гулинский и Нижнетагильский – 0.5 мас. %; Карашат-

ский массив – 0.3 мас. %. Судя по этим данным, количество воды в расплавах, формировавших ультраосновные массивы на Сибирской платформе, было не менее 0.5–0.6 мас. %. В связи с этим расчеты проводились с учетом имеющихся в программе PETROLOG соответствующих коэффициентов влияния H_2O . Так как изученные включения располагаются в хромшпинелидах, то для исключения возможного воздействия матрицы минерала-хозяина на результаты анализов хрома во включении при расчетах задавались постоянные содержания Cr_2O_3 – 0.2 мас. %.

В результате расчетного моделирования были установлены высокие температуры ликвидусной кристаллизации оливинов из дунитов Гулинского плутона – 1520–1420°C. Эти уточненные параметры, занимая промежуточную позицию между ранее опубликованными данными [33, 34], согласуются с температурами кристаллизации оливина из меймечитов (1600–1420°C) [36, 39], тесно пространственно ассоциирующих с гипербазитами массива (рис. 3). Близкие температуры получены для оливинов из дунитов Кондерского (1530–1430°C) и Инаглинского (1530–1430°C) массивов. Более низкие параметры характерны для дунитов Чадского (1460–1420°C) массива. Аналогичные расчеты показали сравнимые температуры кристаллизации оливинов из Карашатского массива (1490–1390°C) на юге Сибири. Несколько более низкие значения температур характерны для Нижнетагильского платиноносного массива на Урале – 1430–1360°C.

Наиболее высокие температуры кристаллизации хромшпинелидов установлены для массивов Инагли (до 1430°C) и Чад (1430–1330°C). Меньшие параметры характерны для хромшпинелидов из дунитов Кондерского (1420–1380°C) и Гулинского (1410–1370°C) массивов. При более низких температурах кристаллизовались хромшпинели Карашатского (1360–1320°C) расслоенного офиолитового комплекса и Нижнетагильского (1345–1310°C) платиноносного массива.

Для независимой оценки достоверности полученных с помощью программы PETROLOG [47] температурных параметров кристаллизации пород, а также для выяснения особенностей эволюции расплавов, принимавших участие в формировании ультраосновных массивов Сибирской платформы, проведены расчеты по программе PLUTON [14]. Были использованы те же данные (включая содержания воды) по составам расплавных включений, что и в случае программы PETROLOG при близких значениях давления – 3.3 кбар. Наиболее детально особенности эволюции расплавов рассмотрены для Гулинского и Кондерского массивов.

В случае **Гулинского массива** для выяснения температурного режима и особенностей развития магматических систем по химическому составу от пикритов к оливиновым базальтам в основу расчетного моделирования была положена информация по негретым включениям (с кристалликами оливина и структурами «спинифекс» между ними, рис. 6 Б), а также по прогретым включениям с гомогенным стеклом (рис. 7).

Расчеты по программе PLUTON фракционной кристаллизации для включений с пикритовым (42.7 мас. % SiO_2 и 25.1 мас. % MgO) валовым химическим составом (с кристалликами оливина и структурами «спинифекс» между ними) показали начало кристаллизации оливинов около 1440°C, что соответствует данным, полученным по PETROLOG (1520–1420°C). Оливины продолжали накапливаться при снижении температуры, но примерно с 1215°C кристаллизуются практически только клинопироксены. При этом наблюдается резкий перелом в эволюции состава расплава: рост содержаний SiO_2 сменяется явным падением его содержания (при одновременном более заметном росте содержаний алюминия и щелочей) в ходе дальнейшего снижения температуры (рис. 13 А). Судя по фазовому составу изученных включений (рис. 6 Б), после формирования кристалликов оливина (на стадии падения кремнекислоты и кристаллизации клинопироксена) происходило формирование структуры «спинифекс». Расчетное моделирование по программе PLUTON для расплава, соответствующего химическому составу структуры «спинифекс» (47.1 мас. % SiO_2 и 9.1 мас. % MgO), позволяет более детально рассмотреть реверсивную (с падением содержаний SiO_2 при снижении температуры) стадию эволюции пикритового расплава, отмеченную на рис. 13 А. Хорошо видно, что начиная примерно с 1240°C интенсивно образуется клинопироксен (PETROLOG – 1230°C), который быстро накапливается на фоне равномерного снижения содержаний SiO_2 , MgO (при повышении – щелочей и TiO_2) в расплаве (рис. 13 Б).

В целом, результаты расчетного моделирования на основе данных по составам расплавных включений в хромшпинелидах с помощью двух программ (PETROLOG и PLUTON) хорошо согласуются между собой и свидетельствуют о том, что оливины дунитов Гулинского массива формировались из пикритовых расплавов при температурах начиная с 1520–1440°C. Образование оливинов приводило к накоплению SiO_2 (а также щелочей и алюминия при уменьшении содержания магния) в остаточном расплаве.

После завершения кристаллизации оливинов направление эволюции расплава резко изменяется,

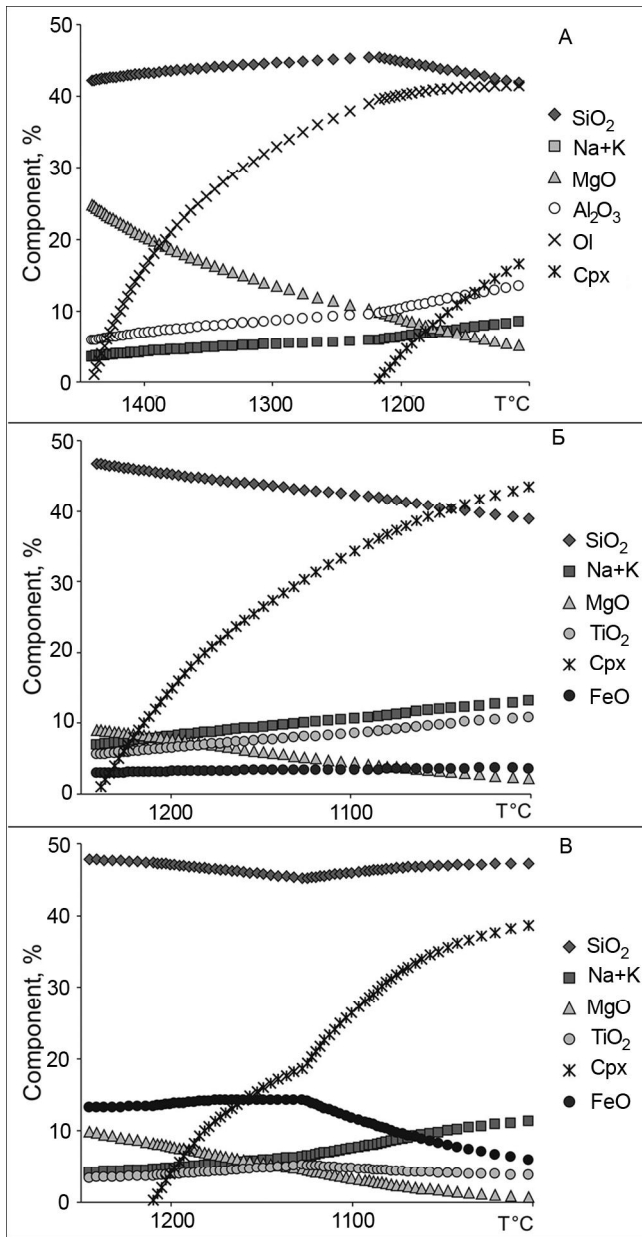


Рис. 13. Фракционная кристаллизация расплавов, участвовавших в формировании Гулинского массива и отвечающих по химическому составу пикритам (А) и оливиновым базальтам (Б, В).

Б – валовый состав структуры «спинифекс» в негретых включениях с кристалликами оливина. В – стекло гомогенных прогретых включений. Components, % – показаны изменения содержания минералов (Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, %) и химических компонентов (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, Na+K = Na₂O+K₂O, мас.%) в расплаве при снижении температуры. В ходе расчетного моделирования с помощью программы PLUTON [14] использованы составы расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива.

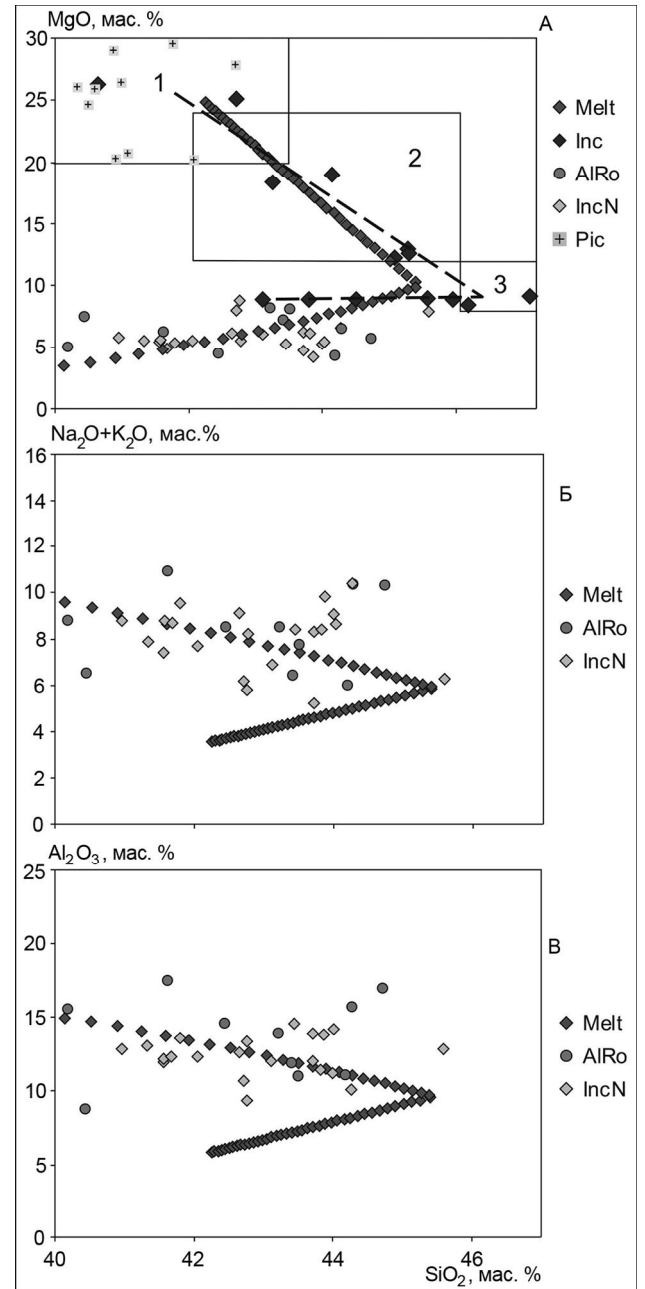


Рис. 14. Эволюция состава пикритового расплава в ходе его фракционной кристаллизации при формировании Гулинского массива.

Melt – изменение состава пикритового расплава. Inc – расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива. IncN – расплавные включения в клинопироксенах из меланефелинитов Гулинского массива [52]. AlRo – щелочные породы Гулинского массива [8]. Pic – пикритовые порфиры Маймеч-Котуйского района [6]. Данные по щелочным породам и пикритовым порфиритам пересчитаны с удалением летучих и п.п.п. Поля составов пород: 1 – пикриты, 2 – пикробазальты, 3 – оливиновые базальты [17]. Пунктирной линией показан тренд изменения состава расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива. При расчетном моделировании с помощью программы PLUTON [14] использованы данные по расплавным включениям пикритового состава в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива.

что выражается в падении содержаний SiO_2 при снижении температуры и образовании клинопироксена на фоне более интенсивного накопления щелочей и алюминия (рис. 13 А). Кардинальная смена направления эволюции расплава хорошо видна на диаграмме MgO-SiO_2 (рис. 14 А). Здесь отчетливый тренд падения содержания магния на фоне роста кремнекислоты в расплаве от пикритов (пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйского района) через пикробазальты к оливиновым базальтам (прослеживаемый данными по расплавленным включениям) резко меняет свое направление на противоположное с уменьшением SiO_2 . Это реверсивное направление эволюции расплавов начинается фактически с составов структур «спинифекс» и сопровождается точками расплавленных включений, что подтверждает его реальность. С реверсивной частью общего тренда тесно ассоциируют составы целого ряда щелочных пород Гулинского массива (мельтейгиты, ийолиты, шонкиниты, мелаийолиты), а также расплавленные включения в клинопироксенах из меланефелинитов Гулинского массива (рис. 14 А). Данные по этим щелочным породам и расплавленным включениям в клинопироксенах согласуются с реверсивным трендом по соотношению и других химических компонентов (см. диаграммы: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$) (рис. 14 Б, В). В целом, группа щелочных пород, связанных с реверсивным направлением, характеризуется составом, близким к меланефелинитам [17]. Параметры кристаллизации меланефелинитовых расплавов Гулинского массива были установлены ранее – 1210–1110°C и 2–3 кбар [25]. Оценки, сделанные нами на основе моделирования по программе PLUTON, свидетельствуют о 1200–1090°C. Учитывая, что расчеты проводились для 3.3 кбар, имеющие данные хорошо согласуются между собой.

Таким образом, расчеты по программе PLUTON (на основе данных по составу включений) показали возможность формирования щелочных пород Гулинского массива в ходе фракционной кристаллизации пикритовых магм, эволюционирующих (после кристаллизации оливина и реверсивного изменения содержания SiO_2) при снижении температуры от 1240–1230°C до 1200–1090°C (рис. 13 А, Б).

Необходимо отметить, что расплавленные включения в хромшпинелидах фиксируют после завершения кристаллизации основной массы дунитовых оливинов не только реверсивный тренд с образованием щелочных пород, но показывают также другое направление – с ростом SiO_2 (рис. 8). Для выяснения особенностей эволюции расплавов в этом направлении были проведены расчеты по программе PLUTON на основе данных по стеклу прогретых и закаленных гомоген-

ных включений, близких по химическому составу (47.2 мас. % SiO_2 и 9.8 мас. % MgO) к включениям со структурами «спинифекс». В результате было выяснено, что, несмотря на практически совпадающие содержания SiO_2 и MgO , характер эволюции при снижении температуры существенно иной, чем в случае структуры «спинифекс». Видно заметное изменение характеристик при температуре около 1125°C: падение содержаний SiO_2 сменяется ростом, а также падают содержания TiO_2 и особенно FeO на фоне резкого повышения темпов кристаллизации клинопироксена (рис. 13 В). В то время как в случае «спинифекс» наблюдаются равномерные повышения характеристик компонентов при явно более высоких содержаниях в расплаве титана, щелочей и минимальных – железа. В целом мы видим кристаллизацию клинопироксенов из трех различных по составу расплавов. Для структуры «спинифекс» пироксены кристаллизовались в общем из высокотитанистых и низкожелезистых расплавов (рис. 13 Б). В другом случае (рис. 13 В), начиная с температуры 1210°C, пироксены кристаллизовались из высокожелезистого и с относительно повышенным содержанием титана расплава. Далее (с 1125°C) в расплаве существенно падает содержание железа и уменьшается титана (рис. 13 В). Учитывая то, что клинопироксены равновесны с расплавом, мы можем полученные результаты расчетов связать с реальными объектами. В частности, на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{FeO}$ для клинопироксенов из пород Гулинского массива (рис. 15) максимум титана при незначительном железе содержат пироксены (как и должно быть из результатов моделирования) из структуры «спинифекс». Максимумом FeO при относительно среднем TiO_2 обладают клинопироксены из интеркумулуса дунитов. Минимум титана при падающих средних значениях железа содержат клинопироксены из пироксенитов и из включений с габброидной структурой. Таким образом, при температурах начиная с 1240°C из высокотитанистых и низкожелезистых щелочных расплавов кристаллизовались на реверсивной стадии развития магматических систем Гулинского массива клинопироксены из щелочных пород. В то же время, при формировании дунитов ГМ существовали высокожелезистые (со средним содержанием титана) расплавы, кристаллизация которых (при температурах начиная с 1210°C) приводила к образованию клинопироксенов в пространстве между кумулятивными кристаллами оливина. При дальнейшей эволюции и снижении температуры (начиная с 1125°C) из расплавов с падающими содержаниями FeO и TiO_2 формировались клинопироксены из пироксеновых дунитов и пироксенитов.

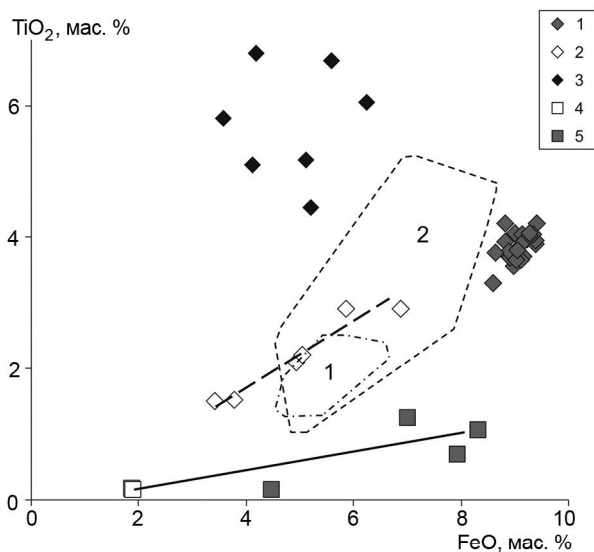


Рис. 15. Составы клинопироксенов из пород Гулинского и Кондерского массивов.

1 – клинопироксены из интеркумulus дунитов юго-западной части Гулинского массива; 2, 3 – клинопироксены в расплавных включениях (2 – с габброидной структурой, 3 – со структурой «спинифекс») в акцессорных хромшпинелидах дунитов Гулинского массива; 4, 5 – клинопироксены в хромшпинелидах из дунитов (4) и в пироксенитах (5) Кондерского массива. Поля: 1 – клинопироксены из пироксенизированных дунитов и пироксенитов Гулинского массива; 2 – клинопироксены из меймечитов Севера Сибирской платформы [6, 10, 34].

Кондерский массив (по сравнению с Гулинским) обладает более простым строением и набором пород. Как показали наши исследования, расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов также характеризуются меньшим разнообразием. Расчеты подтверждают эти особенности и свидетельствуют в целом о более простых процессах развития магматических систем Кондерского массива (КМ).

Моделирование с помощью программы PLUTON на основе информации по расплавным включениям в хромшпинелидах позволило проследить особенности температурного режима при смене химического состава расплавов от пикритового до оливинового базальта при формировании КМ. Основой для расчетного моделирования послужили данные по включениям, содержащим после высокотемпературных опытов кристаллики оливина в стекле (рис. 7) и обладающим валовым пикритовым и пикробазальтовым химическими составами. Используются также химические составы более равномерных по внутренней структуре, прогретых включений, отвечающие оливиновым базальтам. Расчеты по программе PLUTON фракционной кристаллизации для включений с пикритовым (42.3 мас. % SiO_2 и 24.8 мас. % MgO) и пикробазальтовым (43.5

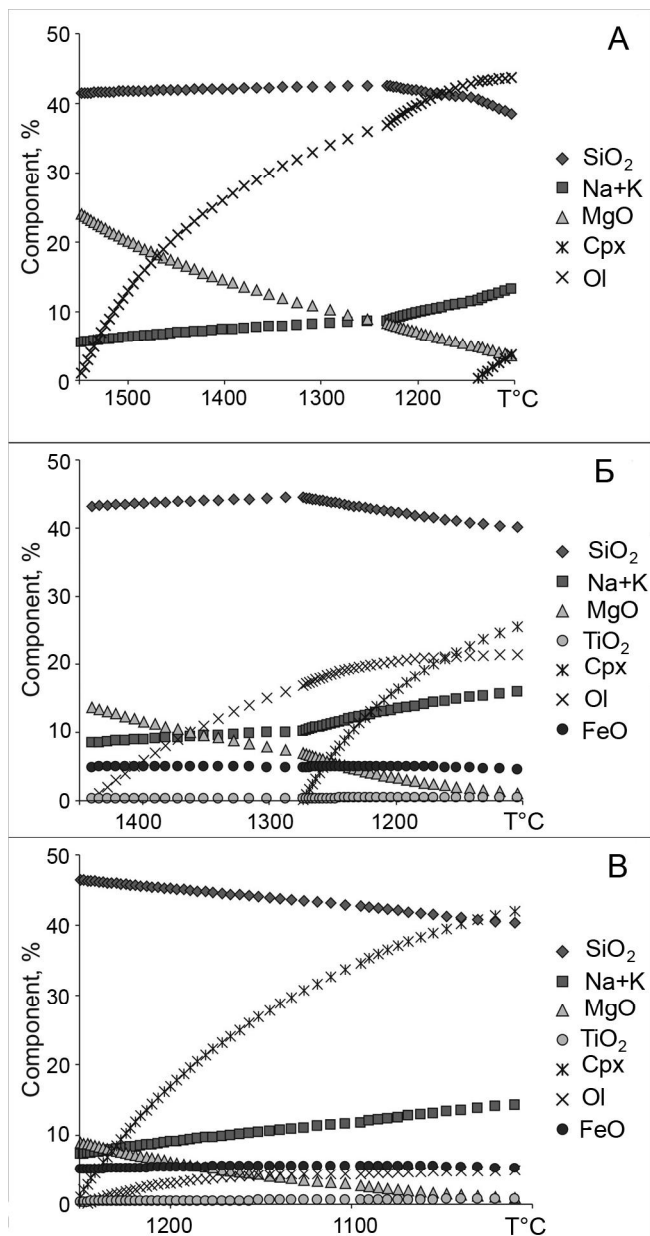


Рис. 16. Фракционная кристаллизация расплавов, участвовавших в формировании Кондерского массива и отвечающих по химическому составу пикритам (А), пикробазальтам (Б), а также оливиновым базальтам (В).

Components, % – показаны изменения содержаний минералов (Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, %) и химических компонентов (SiO_2 , MgO , $\text{Na+K} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, мас. %) в расплаве при снижении температуры. В ходе расчетного моделирования с помощью программы PLUTON [14] использованы составы расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива.

мас. % SiO_2 и 13.8 мас. % MgO) химическими составами показали начало кристаллизации оливинов, соответственно, около 1545°C и 1435°C (рис. 16 А, Б), что согласуется с данными, полученными по PETROLOG (1530°C и 1430°C). При снижении температуры оливи-

ны продолжают накапливаться из эволюционирующего расплава, но начиная с примерно 1270°C кристаллизуется практически исключительно клинопироксен (рис. 16 Б).

Для расчета поведения расплава состава оливинного базальта были взяты данные по включению в хромшпинелиде Кондерского массива, имеющему близкие соотношения SiO_2 и MgO (47.9 мас. % SiO_2 и 9.2 мас. % MgO) к таковым во включениях, использованных в моделировании магматических процессов формирования Гулинского массива. Согласно проведенным расчетам по программе PLUTON, эти расплавы кристаллизовались с началом образования клинопироксенов около 1250°C (PETROLOG – около 1270–1240°C). Практически одновременно с пироксенами (около 1240°C) появляются оливины (PETROLOG – 1240–1230°C) (рис. 16 В).

Необходимо отметить, что в ходе фракционной кристаллизации пикритовых и пикробазальтовых магм Кондерского массива закономерно эволюционируют составы расплавов: падает содержание магния и растет количество щелочей. При этом содержание SiO_2 при высоких температурах (и в ходе кристаллизации основной массы оливина) растет, но когда накопление оливина заканчивается и образуется, главным образом, клинопироксен, наблюдается отчетливое падение содержания кремнекислоты в расплаве (рис. 16 А, Б). Подобные процессы сходны с эволюцией расплавов Гулинского плутона (рис. 13 А), на реверсивной стадии развития которых формировались щелочные породы (рис. 14). Это хорошо видно на рис. 17, где тренды включений из обоих массивов идут фактически параллельно, синхронно изменяя направление. При этом эволюция пикритовых расплавов КМ вначале идет с падением магния на фоне роста SiO_2 (согласуясь с основной частью тренда включений), а затем показывает реверсивные свойства (с уменьшением SiO_2) и направление, совпадающее в целом с данными по низкомагнезиальным включениям и косьвитам (рис. 17). Составы косьвитов находятся на продолжении тренда включений, формируя фактически единую линию. Таким образом, формирование этих пород вполне можно связать с эволюцией пикритового расплава. Оценки на основе рис. 16 и 17 показали, что косьвиты могли кристаллизоваться из пикробазальтовых расплавов при температурах начиная с 1350°C.

Общие закономерности эволюции расплавов состава оливинного базальта в КМ (рис. 16 В) близки к данным по расплавам, формировавшим структуры «спинифекс» во включениях из хромшпинелидов ГМ (рис. 13 Б), но для последних отсутствует кристал-

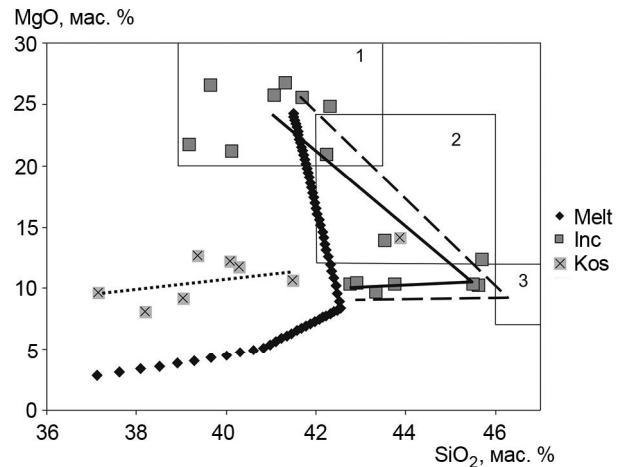


Рис. 17. Эволюция состава пикритового расплава в ходе его фракционной кристаллизации при формировании Кондерского массива.

Melt – изменение состава пикритового расплава. Inc – расплавленные включения в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива. Kos – косьвиты Кондерского массива. Поля составов пород: 1 – пикриты, 2 – пикробазальты, 3 – оливинные базальты [17]. Тренды изменения составов расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского (сплошная линия) и Гулинского (пунктирная линия) массивов. Тренд косьвитов Кондерского массива – точечная линия. При расчетном моделировании с помощью программы PLUTON [14] использованы данные по расплавным включениям пикритового состава в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива.

лизация оливина и характерны резко повышенные значения содержаний титана при пониженных содержаниях железа. Различия в составе расплавов отражается на клинопироксенах КМ, содержащих минимум титана по сравнению с Гулинскими пироксенами (рис. 15).

В целом, результаты расчетного моделирования на основе данных по составам расплавных включений в хромшпинелидах с помощью двух программ (PETROLOG и PLUTON) хорошо согласуются между собой и свидетельствуют о том, что оливины дунитов Кондерского массива формировались из пикритовых (MgO более 20 мас. %) расплавов при температурах начиная с 1545–1530°C. Кристаллизация оливинов продолжалась при снижении температуры до 1430°C (и ниже) и изменении состава расплава до пикробазальтового (MgO более 13.5 мас. %), из которого начиная с 1270°C интенсивно кристаллизовались клинопироксены, сохранившиеся в дунитах и в перидотитах. Из расплавов состава оливинного базальта (MgO около 9 мас. %), завершающих процессы эволюции магматических систем массива и скорее всего отделившихся от дунитов, кристаллизовались (начиная с 1250°C) клинопироксены и, в меньшей степе-

ни, оливины, формировавшие, по всей вероятности, пироксениты и оливин-диопсидовые породы Кондерского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследования хромшпинелидов и находящихся в них расплавных включений позволили получить значительный объем информации об условиях формирования ультраосновных массивов на Сибирской платформе при участии магматических расплавов. Эти данные опубликованы в целом ряде работ, каждая из которых затрагивает с различной степенью детальности вопросы генезиса отдельных объектов [31–34]. В последнее время исследования расплавных включений в хромшпинелидах не только подтвердили решающую роль магматических систем в процессах образования гипербазитовых комплексов, но также дали возможность определить их физико-химические параметры. Таким образом сложилась ситуация, когда для выяснения наиболее важных закономерностей формирования ультраосновных массивов Сибирской платформы необходимо было провести обобщение уже опубликованной и новой оригинальной информации и ее обработку с единых методических позиций в сравнительном анализе с данными по эталонным комплексам. Такой подход позволил выявить наиболее общие свойства рассмотренных массивов, а также установить характерные черты сходства и различия с другими ультраосновными комплексами, что является отражением особенностей процессов их формирования. Обработка всей оригинальной информации дала возможность создать основу для наиболее обоснованного расчетного моделирования физико-химических условий кристаллизации пород, входящих в состав ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Значительный объем информации, имеющей важное значение для выяснения особенностей формирования ультраосновных массивов Сибирской платформы, был получен в результате обработки оригинальных данных по хромшпинелидам, содержащим расплавные включения и располагающимся в дунитах в виде акцессорной минерализации. Сравнительный анализ информации по магматогенным хромшпинелидам свидетельствует о том, что изученные базит-гипербазитовые комплексы Сибирской платформы, Южной Сибири, Урала и современных океанов разделяются фактически на два основных типа. В частности, по соотношению $Cr_2O_3 - FeO$ (рис. 4) хорошо видно, что хромшпинелиды из ультрабазитов Сибирской платформы (плюс минералы из платиноносного Нижнетагильского массива) формируют компактное (с одновременно повышенными содержаниями хрома

и железа) поле. Хромшпинелиды из базит-гипербазитовых комплексов современных и древних океанов образуют отдельный тренд (с широкими вариациями железа), показывающий существенно меньшую роль хрома. По содержанию титана каждый из этих основных типов разделяется в свою очередь на две группы. В случае ультраосновных комплексов Сибирской платформы выделяются высокотитанистые хромшпинелиды ГМ и относительно низкотитанистые хромшпинелиды, образующие совместно с минералами Нижнетагильского массива компактную группу. Среди комплексов современных и древних океанов также можно выделить две группы: с повышенным титаном (хромшпинелиды района Сьерра-Леоне в Центральной Атлантике и океанических внутриплитных островов) и с минимальным содержанием этого компонента (хромшпинелиды из перидотитов района разлома $15^{\circ}20'$ в Центральной Атлантике и из дунитов Карашатского массива в Южной Сибири) (рис. 5).

В целом, данные по составам хромшпинелидов свидетельствуют о двух различных магматических системах, формировавших на Сибирской платформе ультраосновные массивы. Условия кристаллизации пород концентрически-зональных ультраосновных массивов (Кондер, Инагли, Чад) должны быть близки к особенностям формирования платиноносных комплексов Урало-Аляскинского типа. При этом магмы Гулинского массива, обладая определенными чертами сходства с платиноносными системами, заметно отличаются от них по отдельным геохимическим характеристикам и показывают значительную близость к высокотитанистым меймечитовым расплавам.

Основной объем информации о физико-химических условиях кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы получен в результате исследования расплавных включений в хромшпинелидах. Обобщение оригинальной информации и сравнительный анализ с данными по другим гипербазитовым комплексам Сибири и Урала показали, что включения характеризуются общими свойствами и особенностями поведения при высокотемпературных (до $1330-1340^{\circ}C$) экспериментах. До нагрева включения в хромшпинелидах обладают многофазным содержанием, которое после опытов превращается преимущественно в стекло, часто с сохранением внутри включений недоплавленных фаз оливина и появлением новообразованных кристалликов оливина и хромита.

Данные по составам расплавных включений в хромшпинелидах свидетельствуют о наличии общих особенностей поведения магматических систем рассмотренных ультраосновных массивов Сибирской платформы. В частности, включения прослеживают основной эволюционный тренд падения магнезиаль-

ности на фоне роста SiO_2 в расплавах с последовательным переходом от пикритов через пикробазальты к базальтам. Это согласуется в целом с направлением изменения химических составов расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского и Карашатского массивов (рис. 8). Также составы включений в хромшпинелидах из ультраосновных массивов Сибирской платформы согласуются с данными по эволюции расплавов эталонных расслоенных базит-гипербазитовых плутонов при их кристаллизации в магматической камере. Это хорошо видно на диаграмме CaO-MgO , где распределение состава расплавных включений согласуется с трендами включений в хромшпинелидах и пород (дуниты – верлиты – клинопироксениты – габбро) Карашатского массива, последовательно кристаллизовавшихся в ходе формирования этого расслоенного офиолитового комплекса (рис. 11). В то же время составы включений (также как и составы хромшпинелидов) свидетельствуют о существенном различии магматических систем, формировавших концентрически-зональные ультраосновные комплексы (Кондер, Инагли, Чад) и Гулинский массив. Для первых характерны низкотитанистые расплавы и ассоциация с данными по эталонному платиноносному Нижнетагильскому массиву Урало-Аляскинского типа. Для расплавов Гулинского массива устанавливается существенное обогащение титаном и сходство с меймечитами.

Данные по распределению редкоземельных элементов также показывают обогащенность расплавных включений в хромшпинелидах Гулинского массива по сравнению с включениями из концентрически-зональных ультраосновных комплексов Сибирской платформы. При этом, в обоих случаях наблюдаются спектры с резким отрицательным наклоном и накоплением легких лантаноидов в отличие от Карашатского офиолитового массива, для включений из которого характерны положительные тренды (с истощением легкими лантаноидами). Устанавливается соответствующее сходство с эталонными магмами, представленными в случае Гулинского массива меймечитами, для других зональных массивов (Кондер, Инагли) – Нижнетагильским платиноносным массивом Урало-Аляскинского типа, для Карашатских офиолитов – океаническими габброидами.

Проведенное на основе представительного объема оригинальной информации по составам расплавных включений в хромшпинелидах расчетное моделирование по программе PETROLOG [47] позволило получить новые данные о температурных режимах, а также уточнить опубликованные нами ранее параметры формирования ультраосновных массивов Сибирской платформы. Единый подход для всех

рассмотренных комплексов дал возможность рассчитать (с учетом присутствия воды) интервалы температур ликвидусной кристаллизации оливинов из дунитов Кондерского (1530–1430°C), Инаглинского (1530–1430°C), Чадского (1460–1420°C) и Гулинского (1520–1420°C) массивов, а также хромшпинелидов из этих же комплексов: Кондерский (1420–1380°C), Инаглинский (до 1430°C), Чадский (1430–1330°C) и Гулинский (1410–1370°C).

Для выяснения наиболее достоверных температурных параметров кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы кроме программы PETROLOG [47] было использовано расчетное моделирование с помощью программы PLUTON [14] на основе тех же данных по составам расплавных включений. В случае Гулинского массива расчеты по программе PLUTON фракционной кристаллизации для включений с пикритовым валовым химическим составом показали начало образования оливинов около 1440°C, что соответствует данным, полученным по PETROLOG (1520–1420°C). Для Кондерского массива расчеты по программе PLUTON фракционной кристаллизации для включений с пикритовым и пикробазальтовым химическими составами показали начало кристаллизации оливинов, соответственно, около 1545°C и 1435°C, что отвечает данным, полученным по PETROLOG (1530°C и 1430°C). Таким образом, результаты, полученные с помощью расчетного моделирования по двум программам, согласуются между собой, показывая вполне реальные интервалы температур кристаллизации оливинов из дунитов ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Расчетное моделирование с помощью программы PLUTON показало резкое изменение направления эволюции магматических систем Гулинского массива после завершения кристаллизации оливина, что выражается в падении содержаний SiO_2 при снижении температуры и образовании клинопироксена на фоне более интенсивного накопления щелочей и алюминия. Таким образом, отчетливый тренд падения содержания магния на фоне роста кремнекислотности в расплаве от пикритов через пикробазальты к оливиновым базальтам (прослеживаемый данными по расплавным включениям) резко меняет свое направление на противоположное с уменьшением содержаний SiO_2 . Это реверсивное направление эволюции расплавов на диаграммах сопровождается точками составов расплавных включений, что подтверждает его реальность. С реверсивной частью общего тренда тесно ассоциируют составы щелочных пород, что позволяет связать их происхождение в Гулинском массиве именно с этими процессами, проходившими при снижении температуры от 1240–1230°C до 1200–1090°C.

Расплавные включения в хромшпинелидах фиксируют после завершения кристаллизации основной массы дунитовых оливинов не только реверсивный тренд с образованием щелочных пород, но и показывают направление с ростом содержаний SiO_2 . Расчетное моделирование этого направления с помощью программы PLUTON, с использованием данных по составу клинопироксенов показало, что при формировании дунитов Гулинского массива существовали высокожелезистые (со средним содержанием титана) расплавы, кристаллизация которых (начиная с 1210°C) приводила к образованию пироксенов между кумулятивными кристаллами оливина. При дальнейшем снижении температуры (начиная с 1125°C) из расплавов с падающими содержаниями FeO и TiO_2 формировались клинопироксены из пироксенитов.

Для магматических систем Кондерского массива расчеты по программе PLUTON показали эволюцию с образованием пикробазальтового расплава, из которого начиная около 1270°C интенсивно кристаллизовались клинопироксены, сохранившиеся в дунитах и в перидотитах. Расплавы состава оливинового базальта, завершающие процессы эволюции магматических систем массива, кристаллизовались, скорее всего, отдельно от дунитов с образованием (начиная с 1250°C) клинопироксенов и, в меньшей степени, оливинов, формировавших, по всей вероятности, пироксениты и оливин-диопсидовые породы Кондерского массива.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Значительный объем оригинальных данных по хромшпинелидам и по находящимся в них силикатным расплавным включениям позволил выяснить особенности формирования гипербазитовых комплексов из расплавов и создать основу для определения закономерностей эволюции физико-химических параметров магматических систем в ходе кристаллизации пород, входящих в состав ультраосновных массивов Сибирской платформы.

2. Составы хромшпинелидов свидетельствуют об отличии условий кристаллизации пород концентрически-зональных ультраосновных массивов (Кондер, Инагли, Чад) от особенностей формирования Гулинского массива. Если в первом случае генетические процессы близки к особенностям формирования платиноносных комплексов Урало-Аляскинского типа, то во втором – петрогенезис был связан с высокотитанистыми расплавами, сходными с меймечитовыми.

3. Составы расплавных включений показывают общие закономерности поведения магматических систем при формировании ультраосновных массивов Сибирской платформы. В частности включения про-

слеживают основной эволюционный тренд падения магнезиальности на фоне роста содержаний SiO_2 в расплавах с последовательным переходом от пикритов через пикробазальты к базальтам. При этом составы включений согласуются с данными по эволюции расплавов эталонных расслоенных базит-гипербазитовых плутонов при их кристаллизации в магматической камере с формированием закономерной последовательности интрузивных пород: дуниты – верлиты – клинопироксениты – габбро.

4. Результаты исследования состава расплавных включений (в том числе данные по редкоземельным элементам) свидетельствуют о существенном отличии низкотитанистых и с умеренными содержаниями легких лантаноидов магматических систем, формировавших концентрически-зональные ультраосновные комплексы (Кондер, Инагли, Чад), от высокотитанистых и аномально обогащенных легкими лантаноидами расплавов ГМ. Для первых, как и в случае с хромшпинелидами, характерна ассоциация с данными по платиноносному Нижнетагильскому массиву Урало-Аляскинского типа, а для второго – с меймечитами.

5. Расчетное моделирование с помощью двух независимых программ (PETROLOG и PLUTON) на основе данных по составу расплавных включений в хромшпинелидах позволило выяснить согласованный температурный режим кристаллизации дунитов из рассмотренных массивов. Определены следующие интервалы максимальных температур кристаллизации оливинов Кондерского ($1545\text{--}1430^\circ\text{C}$), Инаглинского ($1530\text{--}1430^\circ\text{C}$), Чадского ($1460\text{--}1420^\circ\text{C}$) и Гулинского ($1520\text{--}1420^\circ\text{C}$) массивов, а также хромшпинелидов из этих же комплексов: Кондерский ($1420\text{--}1380^\circ\text{C}$), Инаглинский (до 1430°C), Чадский ($1430\text{--}1330^\circ\text{C}$) и Гулинский ($1410\text{--}1370^\circ\text{C}$).

6. В случае ГМ расчетное моделирование по программе PLUTON на основе данных по расплавным включениям показало, что тренд падения содержания магния на фоне роста кремнекислоты в расплаве резко меняет свое направление на противоположное с уменьшением содержаний SiO_2 и накоплением щелочей после завершения кристаллизации оливина. Данное направление эволюции расплавов отражается в составах расплавных включений и щелочных пород, что позволяет связать их происхождение в ГМ именно с этими процессами, проходившими при снижении температуры от $1240\text{--}1230^\circ\text{C}$ до $1200\text{--}1090^\circ\text{C}$.

7. Данные по расплавным включениям свидетельствуют о том, что после завершения кристаллизации основной массы оливинов из дунитов ГМ кроме реверсивного тренда существовало направление с ростом содержаний SiO_2 . Расчетное моделирование

этого направления с помощью программы PLUTON, с использованием данных по составу клинопироксенов показало, что существовали высокожелезистые расплавы, кристаллизация которых (начиная с 1210°C) приводила к образованию пироксенов между кумулятивными кристаллами оливина. При дальнейшем снижении температуры (с 1125°C) из расплавов с падающими содержаниями FeO и TiO₂ формировались клинопироксены пироксенитов.

8. Для Кондерского массива расчеты по программе PLUTON показали, что после завершения кристаллизации основной массы оливинов из пикробазальтового расплава при температурах начиная с 1350°C могли формироваться косъвиты, а при дальнейшем снижении параметров (около 1270°C) интенсивно кристаллизовались клинопироксены, сохранившиеся в дунитах. Расплавы состава оливинового базальта, завершающие процессы эволюции магматических систем массива, кристаллизовались отдельно от дунитов с образованием (начиная с 1250°C) клинопироксенов и, в меньшей степени, оливинов, формировавших пироксениты и оливин-диопсидовые породы.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014 и государственного задания ИТиГ ДВО РАН № 1150122770008, при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 75 с.
2. Бакуменко И.Т. Процессы магматического петрогенезиса по данным изучения включений минералообразующих сред // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 125–133.
3. Балмасова Е.А., Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Химический состав и генезис хромшпинелидов из ультрамафитов Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция) // Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1992. Т. 121, № 5. С. 51–59.
4. Бехтер О.В., Гончаренко А.И. Петроструктурные особенности и условия формирования ультрамафитов Инаглинского массива (Алданский щит) // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО РАН СССР, 1991. С. 106–129.
5. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.
6. Васильев Ю.Р., Гора М.П. Геология меймечитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 3. С. 299–302.
7. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П., Каретников А.С., Квасов А.И., Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Мочалов А.Г., Приходько В.С., Степашко А.А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
8. Егоров О.С. Ййолит-карбонатитовый плутонизм. Л.: Недра, 1991. 260 с.
9. 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.
10. Коненко В.Ф. Петрология пироксенитов Гулинского массива и некоторые вопросы их генезиса // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 164–179.
11. Корчагин А.М. Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород (Южная Якутия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 7. С. 49–59.
12. Корчагин А.М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М.: Недра, 1996. 156 с.
13. 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.
14. Лавренчук А.В. Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON»: Тез. докл. Второй Сибир. междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004. С. 105–106.
15. Лазаренков В.Г., Ланда Э.А. Свидетельства протрузии Кондерского массива и проблемы мантийного диапиризма // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 102–113.
16. Леснов Ф.П. Степень частичного плавления мантийного протолита при формировании дунитов из Инаглинского и Кондерского платиноносных щелочно-ультрамафитовых массивов (Алданский щит) // Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 151–153.
17. Магматические горные породы. Т. 1. М.: Наука, 1983. 766 с.
18. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Под ред. В.С. Соболева, В.П. Костюка, Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
19. Малич К.Н. О формационной принадлежности платиноносных ультрабазитов концентрически-зональных массивов Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 6. С. 1452–1457.
20. Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 3. С. 247 В.П.257.
21. Малич К.Н., Лопатин Г.Г., Симонов О.Н. Новый российский высокоперспективный источник осмия // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов: 1 Междунар. симп., Санкт-Петербург, 8–11 октября, 1996 г. СПб., 1998. С. 257–270.
22. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолук В.В. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стеклах пород // Геохимия. 2010. № 12. С. 1266–1288.
23. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
24. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1991. Т. 10, № 1. С. 80–88.

25. Панина Л.И. Щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы и вулканы Маймеча-Котуйской провинции по данным изучения расплавных и флюидных включений в минералах // *Науки о Земле*. М.: Науч. мир, 2006. С. 106–107.
26. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГМ СО РАН, 1993. 247 с.
27. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ, 1999. 224 с.
28. 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 междунар. конф.* Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 193–195.
29. Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В. Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // *Петрология*. 2009. Т. 17, № 5. С. 521–538.
30. 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 междунар. конф.* Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 195–198.
31. 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.
32. Симонов В.А., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. Петрогенезис дунитов Чадского массива, Сибирская платформа (данные по расплавным включениям в хромшпинелидах): Материалы XVI Всерос. конф. по термобарогеохимии. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2014. С. 102–103.
33. Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция) // *Докл. АН*. 2015. Т. 464, № 3. С. 341–345.
34. Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 12. С. 2153–2177.
35. Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 6. С. 1106–1134.
36. Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // *Геохимия*. 1991. № 8. С. 1084–1095.
37. Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // *Петрология*. 1994. Т. 2, № 2. С. 131–168.
38. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // *Петрология*. 1996. Т. 4. С. 228–239.
39. 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.
40. 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.
41. Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1997. 160 с.
42. Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2006. 20 с.
43. Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S., Ariskin A.A., Mochalov A.G., Sobolev A.V. Crustal evolution of island-arc ultramafic magma: Galmornan pyroxenite-dunite plutonic complex, Koryak Highland (Far East Russia) // *J. Petrol.* 2005. doi: 10.1093/petrology/egi018
44. Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arar S., Bejina F., Abily B., Bindeman I.N., Polve M., Parsenal 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, N 12. P. 2411–2440.
45. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / P. Henderson (ed.) // *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 1984. P. 63–114.
46. Burg J.P., Bodinier J.L., Bedini R.M., Boudier F., Dautria J.M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.L. Translithospheric mantle diapirism: Geological evidence and numerical modelling of the Kondyor zoned ultramafic complex (Russian Far East) // *J. Petrol.* 2009. V. 50, N. 2. P. 289–321.
47. Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 29 July 2011. 2011. V. 12, N 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.
48. Heinonen J.S., Luttinen A.V. Mineral chemical evidence for extremely magnesian subalkaline melts from the Antarctic extension of the Karoo Large igneous province // *Miner. Petrol.* 2010. V. 99. P. 201–217.
49. Ionov D.A., Benard A., Plechov P.Y. Melt evolution in subarc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // *Contrib. Miner. Petrol.* 2011. V. 162. P. 1159–1174.
50. 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, N 4. P. 655–671.
51. Norman M.D., Garcia M.O. Primitive magmas and source of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 168. P. 27–44.
52. Panina L.I., Motorina I.V. Meimechites, porphiritic alkaline picrites and melanephelinites of Siberia: conditions of crystallization, parental magmas and sources // *Geochem. Int.* 2013. V. 51. P. 109–128.

53. Shimizu K., Komiya T., Hirose K., Shimizu N., Maruyama S. Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts—implications for a hydrous plume origin for komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 189, N 3–4. P. 177–188.
54. 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.
55. 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 А.Н. Диденко

V.A. Simonov, V.S. Prikhod'ko, Yu.R. Vasiliev, A.V. Kotlyarov

Physical and chemical conditions of crystallization of rocks from ultrabasic massifs of the Siberian Platform

As a result of research made of melt inclusions in Cr-spinels a considerable volume of the original information on the formation of rocks of the ultrabasic massifs of the Siberian platform is accumulated. Melt inclusions show general regularities of behaviour of magmatic systems during the formation of ultrabasic massifs of the Siberian platform, tracing the cardinal evolutionary trend of falling magnesia against the increase in SiO₂ content in melts with gradual transition from picrites through picritic basalts to basalts. Compositions of melt inclusions illustrate differences in conditions of crystallization of the rocks of concentric zonal massifs (Konder, Inagli, Chad) and peculiarities of formation of the Gulin Massif. Based on the computational modelling by using two programs (PETROLOG and PLUTON) and data on the composition of melt inclusions in Cr-spinels, highest possible temperatures of crystallization of olivines from the dunites of the Konder (1545–1430° C), Inagli (1530–1430° C), Chad (1460–1420° C), and Gulin (1520–1420° C) massifs, and also Cr-spinels from the same complexes were determined: Konder (1420–1380° C), Inagli (to 1430° C), Chad (1430–1330° C) and Gulin (1410–1370° C). Calculations made for the Gulin massif under the PLUTON program on the basis of melt inclusions composition revealed the possibility of formation of alkaline rocks at a final reversible stage of evolution of the picritic magmas (with decrease in SiO₂ content reduction and accumulation of alkalis) after finalization of olivine crystallization at decrease in temperatures from 1240–1230° C to 1200–1090° C. Computational modelling by using the PLUTON program has shown that during formation of dunites from the Gulin massif there existed high ferriferous (with the average content of the titan) melts, the crystallization of which (from 1210° C) led to pyroxene formation between cumulative olivine crystals. At further temperature decrease (from 1125° C), from melts with falling contents of FeO and TiO₂, clinopyroxenes of pyroxenites were formed. For the Konder Massif computational modelling under the PLUTON program points to the possibility of kosvite formation from picrite-basaltic magmas (from 1350° C) and crystallization of clinopyroxenites and olivine-diopside rocks from the melts of olivine-basalt composition (from 1250° C).

Key words: physical and chemical conditions, melt inclusions, Cr-spinels, ultrabasic massifs, Siberian platform, Far East of Russia.