

**УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДУНИТОВ КОНДЕРСКОГО ПЛАТИНОНОСНОГО
ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА, ЮГО-ВОСТОК АЛДАНСКОГО ЩИТА**

В.А. Симонов¹, В.С. Приходько², С.В. Ковязин¹, А.В. Тарнавский²

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, просп. Академика Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090;
e-mail: simonov@uiggm.nsc.ru*

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

Поступила в редакцию 18 января 2010 г.

В результате исследования расплавных включений в хромшпинелидах получена информация о физико-химических параметрах магматических процессов, сформировавших Кондерский платиноносный щелочно-ультраосновной массив (юго-восток Алданского щита). Сравнительный анализ составов хромитов, содержащих включения, показал существенные отличия хромшпинелидов из дунитов Кондера от минералов из ультраосновных комплексов офиолитов и современной океанической коры. Микрорис-таллы клинопироксена из хромитов Кондерского массива по своему составу и особенностям распределения редкоземельных элементов резко отличаются от пироксенов из базит-гипербазитовых комплексов офиолитовых ассоциаций и близки к минералам из Кытлымского платиноносного массива (Урал). Высокомагнезиальные включения по большинству основных компонентов полностью совпадают с данными по биотит-пироксеновым щелочным пикритами, что свидетельствует об активном участии ультраосновных (пикритовых) щелочных магматических систем в процессе формирования дунитов Кондерского массива. Получена прямая информация в результате исследования включений с помощью ионного зонда о повышенном содержании воды (до 0.54 мас. %) в расплавах. Данные по распределению редких и редкоземельных элементов во включениях свидетельствуют о влиянии глубинного плюма. Расчетное моделирование на основе составов расплавных включений показывает, что кристаллизация дунитов Кондерского массива происходила при участии водонасыщенных магм с минимальными температурами около 1230°C. Эти температуры согласуются с ранее полученными оценками по расплавным включениям в оливинах Кондерского массива.

Ключевые слова: расплавные включения, хромшпинелиды, гипербазиты, Кондерский платиноносный ультраосновной массив, Алданский щит.

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы генезиса платиноносных массивов урало-алаянского типа привлекают внимание многочисленных исследователей, поскольку они являются продуктами внутриплитного магматизма «горячих» точек [10 и др.], а выяснение механизмов концентрирования платиновых элементов в них позволяет рассматривать такие массивы как перспективные рудные объекты.

На территории Востока России широко представлены зональные базит-гипербазитовые массивы урало-алаянского типа, значительная часть которых располагается в структурах юго-востока Сибир-

ской платформы (Кондерский, Чадский, Инаглинский и др.). Они образуют штокообразные тела с концентрически-зональным внутренним строением, обусловленным последовательной сменой от центра к краю дунитов пироксенитами и габброидами. Важнейшей особенностью таких массивов являются дунитовые «ядра», дающие промышленные россыпи платины [2, 10 и др.]. В связи с этим проблемы генезиса данных объектов приобретают особое значение. В то же время, широко используемые геолого-петрологические методы не всегда дают возможность выяснить важнейшие особенности формирования ультраосновных комплексов. Учитывая это, исследователями были применены методы термобарогеохимии по

изучению включений расплавов в оливинах [10, 12] и флюидных включений в клинопироксенах [3], а также изучен состав валовой газовой фазы в минералах из пород Кондерского массива [6].

В целом, как показали предыдущие исследования гипербазитов Сибири и Урала [10, 12, 15, 17, 19], наиболее перспективным путем получения прямой информации о генетических процессах является анализ первичных минералов и находящихся в них расплавных включений. Этот подход и был использован нами для выяснения условий петрогенезиса платиноносного Кондерского массива.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучаемые хромшпинелиды практически непрозрачны, и невозможно вести непосредственные наблюдения за включениями в процессе нагрева, поэтому была разработана особая методика экспериментов и создана специальная микрокамера на основе силитового нагревателя [20]. Отобранная проба (около 50 зерен хромшпинелидов размером 0.25–1 мм) помещалась в графитовый микроконтейнер с внутренними размерами в первые миллиметры. Микроконтейнеры плотно закрываются графитовыми крышками. Таким образом, хромшпинелиды, помещенные в эти контейнеры, находились при температурах свыше 1000°C в высоковосстановительных условиях в результате реакции воздушного кислорода с графитом. Эксперименты при высоких температурах проводились с учетом невысокой вязкости расплавов и сведения к минимуму возможности растворения матрицы хромита-хозяина: нагрев до 1000–1100°C (8–10 мин), постепенный нагрев до 1250–1270°C (до 10 мин), закалка. Для максимального превращения расплава во включениях в гомогенное стекло проводилась закалка в воду – графитовый микроконтейнер с зернами хромшпинелидов в доли секунды сбрасывался из микротермокамеры с температурой около 1250–1270°C прямо в сосуд с водой. Было выяснено, что использование закрытых графитовых микроконтейнеров с восстановительной средой в наибольшей степени благоприятствует сохранности при высоких температурах хромшпинелидов и находящихся в них расплавных включений. Судя по облику вскрытых прогретых включений, их первичное многофазное содержимое было полностью расплавлено, и практически гомогенный расплав при закалке в воду превращен в стекло.

Все экспериментальные исследования расплавных включений проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Прогретье зерна хромита полировались. Выведенные на поверхность

препарата стекла включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (Институт геологии и минералогии СО РАН). Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике, опубликованной ранее [22].

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНДЕРСКОГО МАССИВА

Кондерский концентрически-зональный щелочно-ультраосновной массив расположен на юго-востоке Алданского щита, в пределах Батомгского поднятия. Он приурочен к области пересечения зоны палеорифтогенеза с разломами субширотного простирания (Кондерский, Нетский) [2]. С Кондерским массивом пространственно и генетически связано уникальное россыпное месторождение платиновых металлов. Сведения о геологическом строении, петрографии слагающих его пород, минералогии и рудоносности освещены во многих публикациях [1, 2, 10, 11 и др.].

Кондерский массив представляет собой округлое в плане тело, окруженное кольцевым хребтом, диаметр основания которого – 15 км, а водораздела – 8 км. Верхние притоки ручья Кондер, образующие радиальную “центростремительную” гидросеть, расчленяют массив на ряд отрогов, также имеющих радиальную ориентировку (рис. 1). Цепочка глубоких седловин фиксирует положение крупного периклиналичного разлома, который отделяет дуниты, слагающие отроги, от пироксенитов, обнажающихся в нижних частях склонов кольцевого хребта. Верхние части последнего и его внешние склоны сложены ороговикованными песчаниками и алевролитами рифейского возраста. В средних частях внутренних склонов хребта обнажаются докембрийские метаморфические породы. Элементы залегания плитчатой протектонической отдельности дунитов и их магматические структуры течения «отрисовывают» чашеобразную форму тела с крутыми поверхностями контактов. Данные геофизического моделирования также показывают, что наиболее вероятной формой массива до глубины 10 км является концентрически зональный штوك с вертикальными контактами [2].

Массив сложен породами двух магматических комплексов – кондерского и алданского. Первый из них представлен дунитами и пироксенитами. Дуниты слагают ядро массива диаметром около 5.5 км, окруженное кольцевым телом пироксенитов шириной 100–750 м. Алданский комплекс объединяет широкий спектр магматических пород – щелочные пег-

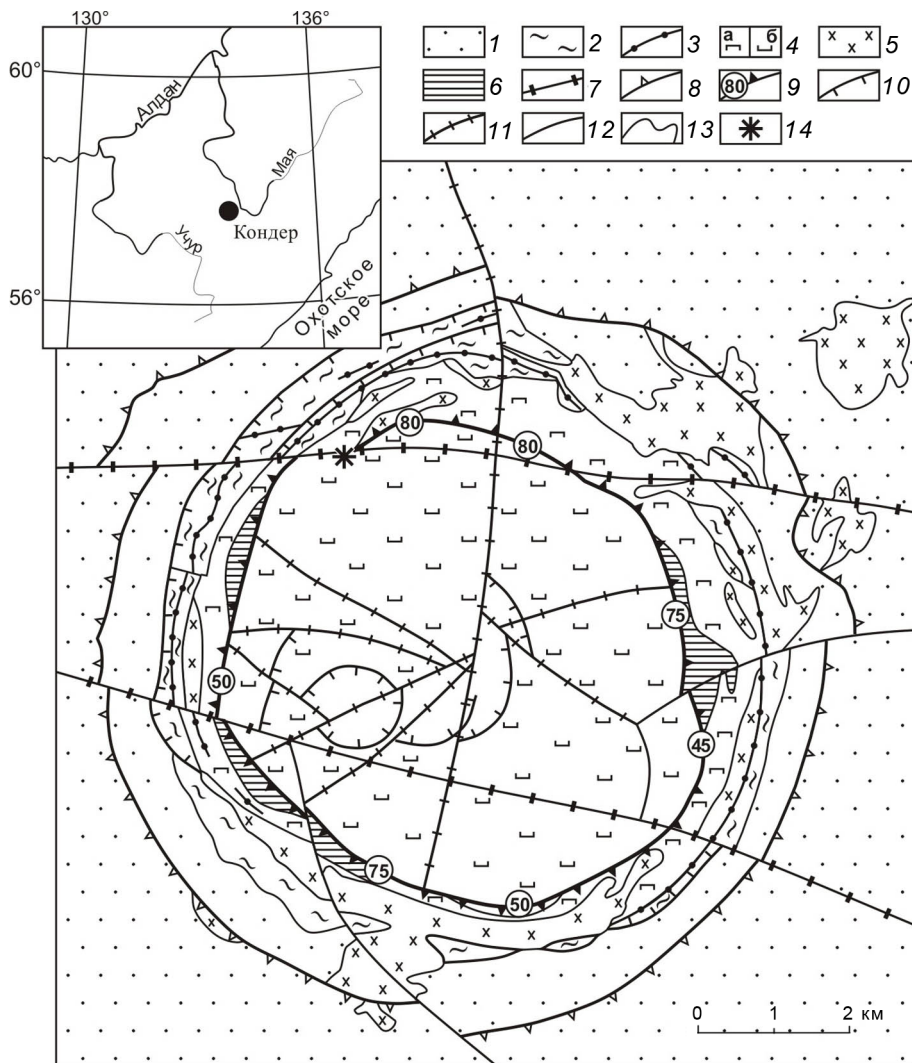


Рис. 1. Тектоническая схема Кондерского массива [2, с дополнениями авторов].

1 – осадочные отложения чехла; 2 – архейские породы фундамента; 3 – маркирующие пласты мраморов и кальцифиров; 4 – ультраосновные породы кондерского комплекса: а – пироксениты, б – дуниты; 5 – интрузии алданского комплекса; 6 – тела оливин-диопсидовых метасоматитов, приуроченных к внутреннему периклинальному разлому; 7–12 – разрывы: 7 – первого порядка субширотные; 8 – внешние периклинальные второго порядка; 9 – внутренние периклинальные; 10 – центриклинальные; 11 – радиальные; 12 – прочие разрывные нарушения; 13 – геологические границы; 14 – место отбора образца дунита № 196/ 86.

матиты, диориты, диоритсиениты, меланократовые диориты, косьвиты, а также магнетит-биотитовые и магнетит-амфиболовые клинопироксениты, образующие поле линзовидных тел и даек в юго-западной части дунитового ядра [10].

Возраст пород алданского комплекса надежно определяется как мезозойский [11], тогда как изотопные датировки кондерского комплекса дают различные значения (от докембрия до мезозоя), поэтому их возраст является предметом многолетних дискуссий [4, 13 и др.]. Появившиеся новые палеомагнитные данные, показывающие позднерифейский возраст дунитов и пироксенитов [4], могут послужить осно-

вой для пересмотра имеющихся геохронологических данных.

Дуниты Кондерского массива представляют собой мелко-, средне-, крупнозернистые, часто порфирировидные породы с массивной текстурой. Вблизи поверхности до 30 % объема пород занимает серпентин, с глубиной его содержание снижается, а на отметках 400–450 метров от поверхности серпентинизация (данные бурения) практически не проявлена. Основной объем дунитов составляют мелко-среднезернистые порфирировидные разновидности. Отчетливо различаются дуниты центральной и краевой частей. По периферии дунитового ядра встречаются в основном

мелкозернистые и также неравномернозернистые “порфириовидные” породы, а в центре – средне-мелкозернистые порфириовидные. Крупнозернистые разновидности дунитов, в том числе дунит-пегматиты, встречаются в разных участках ядерной зоны. Они имеют постепенные переходы с другими типами дунитов.

Изучение шлифов показало, что в направлении от ядерных частей массива к периферии размеры зерен в мелко-среднезернистых дунитах слабо уменьшаются, но порфириовидность сохраняется за счет того, что увеличивается содержание мелких (0.5–1.5 мм) зерен оливина и уменьшается доля более крупных (2–3 мм). В месте отбора детально изученного образца с расплавленными включениями в хромшпинелидах, в 100 метрах от контакта с клинопироксенитами (на северном контакте по ключу Двуглавый), они становятся практически мелкозернистыми с хорошо ограниченными мелкими зернами оливина и редкими крупными ксеноморфными (2.5–6 мм) с полосами сброса вкрапленниками оливина. Хромит в них содержится в количестве 1–2 % и рассеян по породе в виде мелких (0.1–0.4 мм), хорошо ограниченных кристаллов. Относительно более крупные зерна хромшпинелидов приурочены к интерстициям, а мелкие обычно включены в оливин.

В целом в составе дунитов преобладает оливин ($Fa = 7.5–12.5 \%$), значительно меньше хромшпинелидов и очень редки клинопироксены. В незначительных количествах в дунитах также установлены: титаномагнетит, ильменит, пирит, халькопирит, пирротин, пентландит, ковеллин, марказит, самородные цинк, медь, свинец и сурьма.

Главный минерал коренной платиновой минерализации в дунитах Кондерского массива – изоферроплатина. Самостоятельные выделения других минералов платиноидов крайне редко встречаются и образуют небольшие включения внутри и по краям зерен изоферроплатины.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ И КЛИНОПИРОКСЕНЫ

Детально исследовались хорошо ограниченные зерна хромшпинелидов (размерами 0.2–0.5 мм), выделенные из образцов дунитов, отобранных в северной части Кондерского массива (рис. 1). Основное внимание уделялось минералам, в которых были найдены расплавленные включения, и проводилось сравнение полученных результатов с данными по хромшпинелидам из других ультраосновных комплексов, также содержащих расплавленные включения. Составы проанализированных хромитов приведены в табл. 1.

По соотношению $Al-Cr-Fe^{3+}$ изученные хромшпинелиды (с расплавленными включениями) из дунитов Кондерского массива отвечают субферрихромитам, отличаясь значительно меньшей ролью алюминия по сравнению с хромитами (содержащими расплавленные включения) из дунитов офиолитового комплекса (Карашатский массив, Южная Тува). На диаграмме $Cr\#-Mg\#$ также видны резкие отличия хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива от минералов из дунитов Карашатского массива. Для первых характерна очень высокая хромистость ($Cr\# = 81–84 \%$) при незначительных вариациях магнезиальности ($Mg\# = 39–43 \%$). Для вторых отмечается совершенно иная картина: падение $Cr\#$ (от 59 % до 45 %) при уменьшении $Mg\#$ (от 53 до 27 %) и ассоциация с хромитами из базит-гипербазитовых комплексов района Сьерра-Леоне и зоны разлома $15^{\circ}20'$ в Центральной Атлантике, с которыми они образуют фактически единый тренд (рис. 2). Необходимо отметить, что хромшпинелиды из отмеченных пород Срединно-Атлантического хребта и Карашатского массива содержат расплавленные включения и соответственно имеют магматогенное происхождение [18–20].

По содержанию титана хромшпинелиды Кондерского массива сопоставимы с хромитами из дунитов офиолитов Тувы и из интрузивов района Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика), но значения TiO_2 для хромитов Кондера ограничены (0.65–0.77 мас.%) в отличие от широких вариаций в случае минералов из дунитов офиолитов и современной океанической коры, для которых устанавливаются отчетливые тренды падения титана с ростом магнезиальности (рис. 3). Узкие интервалы составов хромшпинелидов свидетельствуют об отсутствии широких вариаций условий формирования дунитов Кондерского массива.

В изученных хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива были найдены микрокристаллики (до 25 мкм) клинопироксена, находящиеся в тесной ассоциации с расплавленными включениями. Результаты анализов этих кристалликов приведены в табл. 1. Изученные клинопироксены обладают высокой магнезиальностью ($Mg\#$ около 94 %), по содержанию Cr_2O_3 и соотношению минералов ($En - Wo - Fs$) соответствуют хромдиопсидам.

В результате анализа на ионном зонде было установлено, что тренд распределения редкоземельных элементов в микрокристаллах клинопироксена (рис. 4) обладает отрицательным наклоном с существенным обогащением легкими лантаноидами и в этом он резко отличается от такового для клинопи-

Таблица 1. Представительные анализы хромшпинелидов и микровключений клинопироксена в хромшпинелиде из дунитов Кондерского массива (мас.%).

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	K ₂ O	Сумма
1	1	0.04	0.65	7.06	50.95	32.60	0.51	7.65	0.00	0.03	0.06	н.о.	99.55
2	2	0.03	0.70	7.27	50.43	31.71	0.51	8.11	0.00	0.02	0.07	н.о.	98.85
3	3	0.04	0.68	7.45	51.50	31.22	0.51	8.29	0.00	0.02	0.06	н.о.	99.77
4	4	0.06	0.70	7.12	50.69	31.86	0.50	8.32	0.00	0.05	0.05	н.о.	99.35
5	5	0.04	0.68	7.20	51.03	31.59	0.50	8.35	0.00	0.02	0.06	н.о.	99.47
6	6	0.05	0.74	7.43	50.47	32.05	0.51	8.06	0.01	0.04	0.07	н.о.	99.43
7	7	0.03	0.71	7.35	50.74	31.51	0.49	8.56	0.00	0.01	0.06	н.о.	99.47
8	8	0.04	0.67	7.37	50.84	31.63	0.55	8.09	0.00	0.01	0.06	н.о.	99.27
9	9	0.03	0.77	7.22	50.77	30.66	0.48	8.29	0.00	0.01	0.06	н.о.	98.28
10	10	0.05	0.70	7.35	51.32	31.23	0.49	8.36	0.00	0.00	0.06	н.о.	99.55
11	11	0.01	0.72	7.34	51.06	31.31	0.50	8.31	0.00	0.02	0.09	н.о.	99.35
12	12	0.05	0.68	7.21	50.58	31.74	0.52	8.38	0.00	0.01	0.04	н.о.	99.21
13	13	0.04	0.72	7.41	50.10	31.84	0.51	8.00	0.00	0.03	0.06	н.о.	98.71
14	14	0.03	0.71	7.23	50.71	32.30	0.56	8.20	0.00	0.05	0.10	н.о.	99.90
15	15	0.03	0.74	7.51	49.96	31.68	0.48	8.12	0.00	0.02	0.08	н.о.	98.63
16	16	0.03	0.67	6.85	50.31	33.22	0.49	8.13	0.00	0.00	0.04	н.о.	99.73
17	17	0.02	0.57	6.45	49.28	34.25	0.54	7.91	0.00	0.00	0.04	н.о.	99.06
18	18	0.03	0.66	7.18	51.18	32.24	0.51	8.03	0.00	0.01	0.06	н.о.	99.91
19	19	0.01	0.73	7.36	50.40	32.03	0.52	7.78	0.00	0.02	0.06	н.о.	98.90
20	20	0.02	0.72	7.36	50.77	32.38	0.52	8.08	0.00	0.00	0.07	н.о.	99.93
21	21	0.05	0.69	7.29	49.98	32.29	0.53	8.10	0.00	0.01	0.06	н.о.	98.99
22	8.1*	54.06	0.15	1.03	1.92	1.90	0.02	16.86	23.90	0.73	н.о.	0.01	100.58
23	8.2	53.67	0.16	0.94	1.84	1.88	0.00	16.95	24.00	0.73	н.о.	0.04	100.20
24	8.3	54.12	0.15	1.03	1.76	1.90	0.02	16.92	24.00	0.67	н.о.	0.04	100.62

Примечание. 1–21 – хромшпинелиды; 22–24 – микрокристаллы клинопироксена в хромшпинелиде. * – клинопироксен, проанализированный в последующем на ионном зонде. н.о. – не определялось.

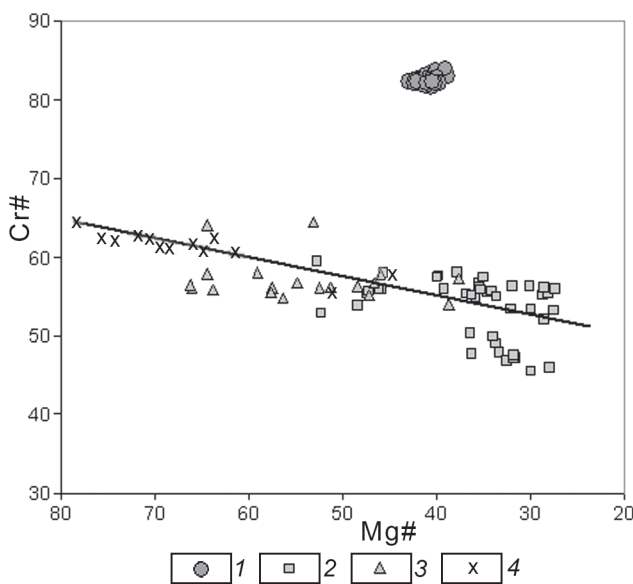


Рис. 2. Диаграмма Cr# – Mg# для хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива и из других базит-гипербазитовых магматических пород.

1–4 – хромшпинелиды: из дунитов Кондерского массива (1), из дунитов Карашатского массива, офиолиты Южной Тувы (2), из троктолитов района Сьерра-Леоне (3) и из перидотитов зоны разлома 15°20' (4) в Центральной Атлантике. Cr# = Cr*100/(Cr+Al). Mg# = Mg·100/(Mg+Fe²⁺), формульные единицы. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [18–20].

роксенов из базит-гипербазитовых интрузивных комплексов офиолитов Полярного Урала и минералов пикритов офиолитов Тродооса (Кипр). Более близки полученные данные к спектрам для клинопироксенов из оливнивого габбро Кытлымского платиноносного массива (Урал) и практически полностью совпадают с графиком для пироксенов из субщелочных базальтов Гавайских островов.

Таким образом, результаты исследования составов хромитов и клинопироксенов свидетельствуют о том, что магматические системы, ответственные за формирование однотипных ультраосновных пород (дунитов) Кондерского массива и офиолитов, существенно различались.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

Проведенные исследования образцов дунитов позволили изучить расплавные включения в хромшпинелидах и на основе новых данных, в сравнительном плане с полученной ранее информацией по включениям в хромитах из других интрузивных ультраосновных комплексов, выяснить физико-химические особенности условий петрогенезиса Кондерского массива.

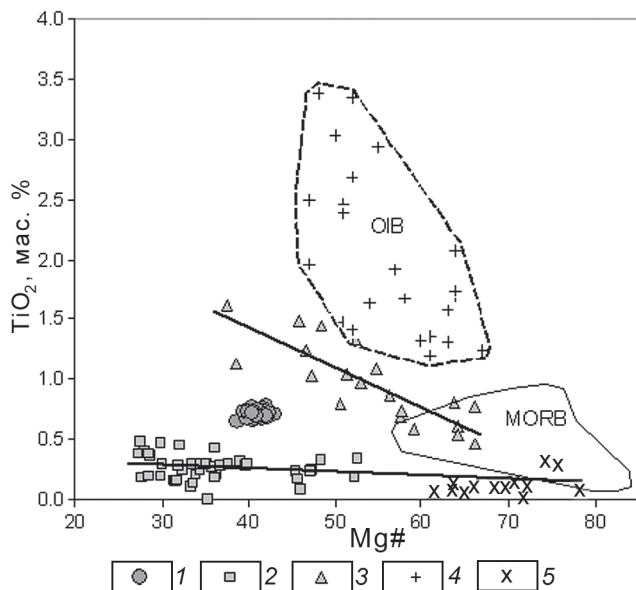


Рис. 3. Диаграмма $TiO_2 - Mg\#$ для хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива и из других базит-гипербазитовых магматических пород.

1–5 – хромшпинелиды: из дунитов Кондерского массива (1), из дунитов Карашатского массива (2), из троктолитов района Сьерра-Леоне (3) и из перидотитов зоны разлома $15^{\circ}20'$ в Центральной Атлантике, из базальтов Гавайских островов (4). OIB – поле хромшпинелидов из базальтов океанических островов. MORB – поле хромшпинелидов из базальтов срединно-океанических хребтов. $Mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$, формульные единицы. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [18–21].

При обработке каменного материала был рассмотрен целый ряд проб хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива. Наиболее представительные данные по включениям были получены для образца дунитов № 196/ 86.

Первичные расплавленные включения (10–40 мкм) располагаются равномерно в зернах хромита. Обычно присутствуют 1–2 включения (рис. 5А, Б). Формы наиболее крупных включений практически идеально совпадают с кристаллографическими формами вмещающих их кристалликов хромшпинелидов (рис. 5В, Г). Все включения до высокотемпературных экспериментов содержат довольно выдержанный набор фаз: светлые силикатные кристаллики + несколько более темные фазы + деформированный газовый пузырек (рис. 5А). Первичное многофазное содержимое включений в ходе опытов было полностью расплавлено, и в закаленных включениях наблюдается преимущественно стекло и округлый газовый пузырек (рис. 5Б, В, Г). Представительные анализы стекол прогретых расплавленных включений приведены в табл. 2.

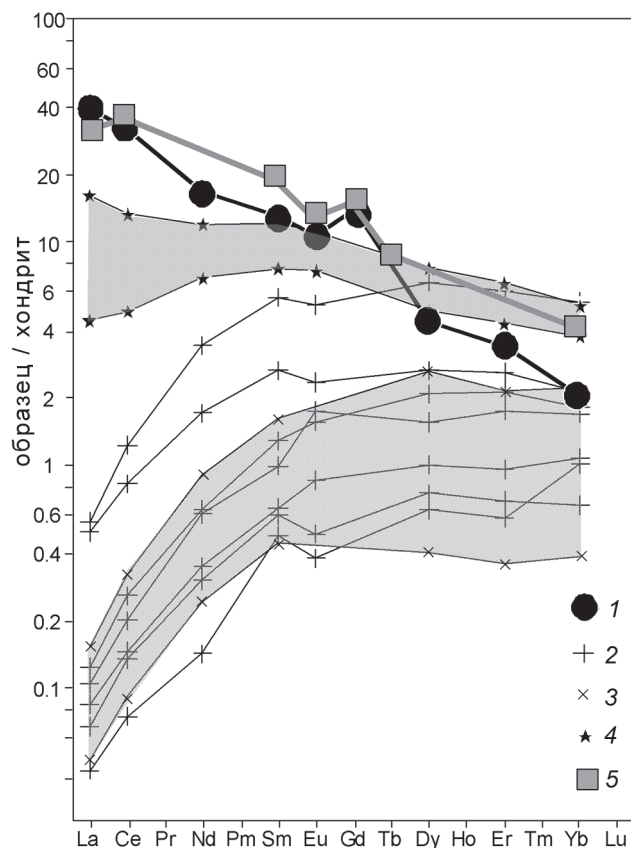


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов во включении клинопироксена из хромшпинелидов Кондерского массива.

1–5 – клинопироксены: Кондерского массива (1), из базит-гипербазитовых интрузивов офиолитов Полярного Урала (2), из пикритов офиолитов Тродооса, Кипр (3), из оливинового габбро Кытлымского массива (4), из базальтов Гавайских островов (5). Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [12, 14, 23, 26].

В целом при анализе первичного вида включений (рис. 5А) необходимо учитывать следующий момент. В связи с непрозрачностью хромшпинелидов, первичный облик не гретых включений можно увидеть только при их вскрытии. При этом в процессе шлифовки часть содержимого включений неизбежно разрушается. Прежде всего, на месте газового пузырька и окружающих его микрокристаллов образуются углубления. Деформируются и очертания включений. Несколько неровная поверхность включений связана также с особенностями кристаллизации различных силикатных фаз в пространстве вакуоли, находящейся внутри рудной хромитовой матрицы, существенно отличающейся по своим свойствам от содержимого включений. При расплавлении многофазного содержимого в гомогенный расплав микронеровности практически исчезают и закаленные

Таблица 2. Представительные анализы стекол прогретых первичных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива (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	Cl	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	0.078	0.39	98.06
2	2.2	39.47	0.18	7.82	1.52	10.57	0.24	29.84	4.21	1.86	2.31	0.047	0.38	98.50
3	3.1*	39.19	0.23	13.62	3.05	5.00	0.08	21.66	6.89	3.52	3.15	0.027	0.24	96.66
4	3.2	39.65	0.23	12.91	2.55	4.86	0.11	26.58	6.04	3.19	2.90	0.017	0.19	99.21
5	3.3	40.48	0.22	11.28	2.71	5.13	0.13	26.97	6.22	3.07	2.78	0.019	0.16	99.18
6	3.4	43.53	0.28	11.60	1.18	4.97	0.11	13.82	9.93	4.54	3.99	0.027	0.39	94.37
7	4.2	41.55	0.31	15.94	1.22	9.58	0.17	11.01	4.39	3.71	4.41	0.118	0.57	93.17
8	5.2*	42.92	0.24	8.38	0.85	8.58	0.16	10.38	15.66	1.54	3.75	0.078	0.52	93.18
9	5.3	43.34	0.25	8.40	0.82	8.76	0.18	9.67	16.03	1.71	3.79	0.082	0.47	93.62
10	5.4	43.76	0.24	8.64	0.96	8.46	0.17	10.33	14.74	1.62	3.79	0.066	0.48	93.36
11	8.4	48.46	0.38	11.82	1.05	5.17	0.09	8.84	14.04	3.03	4.56	0.013	0.86	98.31
12	8.5	48.25	0.36	11.87	1.03	4.95	0.08	9.25	14.22	2.83	4.52	0.007	0.87	98.24
13	8.6	47.87	0.37	11.69	1.20	5.10	0.06	9.20	14.00	2.86	4.53	0.012	0.84	97.74
14	9.1*	45.62	0.25	8.52	0.95	9.91	0.20	10.21	15.42	1.52	4.04	0.062	0.55	97.38
15	9.2	45.52	0.21	8.95	0.89	9.68	0.13	10.33	14.29	1.69	4.18	0.069	0.57	96.62
16	9.3	45.71	0.22	8.60	1.02	9.63	0.16	12.28	14.87	1.51	3.96	0.061	0.49	98.63
17	10.1*	42.32	0.29	13.43	1.12	4.20	0.08	24.78	7.46	2.22	3.38	0.019	0.29	99.58
18	10.2	41.71	0.27	14.37	1.17	4.18	0.06	25.50	7.17	2.22	3.23	0.002	0.10	99.98
19	10.3	41.33	0.28	12.87	1.48	4.41	0.07	26.68	6.44	1.86	3.48	0.007	0.09	99.02
20	11.1	41.07	0.28	11.85	1.30	6.50	0.13	25.68	4.51	3.30	2.72	0.029	0.49	97.87
21	11.2	41.52	0.30	11.61	1.01	6.57	0.09	26.75	4.13	3.68	2.47	0.034	0.36	98.54
22	11.3	42.26	0.37	13.87	1.70	6.54	0.09	20.93	5.48	4.22	3.29	0.033	0.43	99.19

Примечание. * – включения, проанализированные в последующем на ионном зонде.

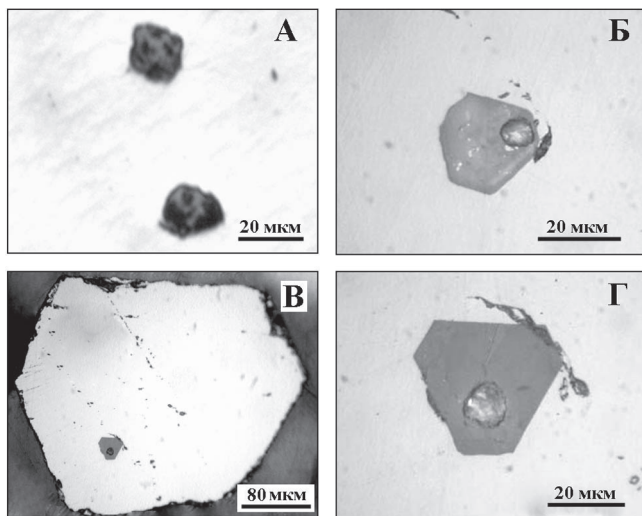


Рис. 5. Фотографии расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива.

А – не гретые включения до высокотемпературных экспериментов. **Б, В, Г** – прогретые и закаленные включения, содержащие гомогенное стекло и газовые пузырьки, которые, как видно на фотографиях, вскрыты при подготовке препарата. На фото **В** видно идеальное соответствие формы включения (при большем увеличении оно показано на фото **Г**) кристаллографической форме кристаллика хромшпинелида.

стекловатые включения обладают более ровными поверхностями и формами (рис. 5Б, В, Г).

Стекла закаленных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива обладают высокими суммами щелочей (5.3–9.3 мас. %) и концентрациями калия (K₂O – 2.5–4.6 мас. %) при относительно низких содержаниях SiO₂ и соответствуют щелочной серии. По соотношению MgO–SiO₂ включения разделяются на две группы. Включения с высокими содержаниями магния (MgO – 20.9–29.8 мас. %) и минимальными содержаниями SiO₂ (39.2–42.3 мас. %) идеально совпадают с данными по пикритам (рис. 6). Менее магнезиальные (8–13.8 мас. % MgO) содержат до 48.5 мас. % SiO₂ и наиболее близки к пикробазальтам и оливиновым базальтам (рис. 6). В целом необходимо подчеркнуть, что высокомагнезиальные включения по большинству основных компонентов (SiO₂, FeO, MnO, MgO, CaO, P₂O₅) полностью совпадают, а по Al₂O₃ и K₂O близки с биотит-пироксеновыми щелочными пикритами [9]. Отличаются включения от этих пород только относительно повышенными содержаниями Na₂O и пониженными – TiO₂.

На вариационных диаграммах Харкера устанавливаются изменения составов расплавов: с ростом SiO₂ происходит падение MgO и увеличение содер-

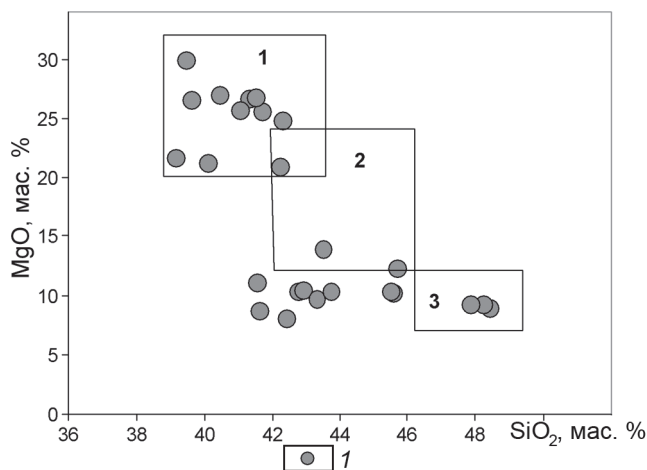


Рис. 6. Диаграмма MgO–SiO₂ для стекол прогретых первичных включений в хромшпинелидах Кондерского массива.

1 – расплавные включения. Поля пород: 1 – пикриты, 2 – пикробазальты, 3 – оливиновые базальты. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [9].

жаний CaO, TiO₂, K₂O. Особенно заметно повышение роли калия. Наблюдается отчетливая зависимость содержаний большинства петрогенных компонентов от содержания магния. При этом включения разбиваются на две группы (с MgO больше 20 мас. % и меньше 15 мас. %), в которых синхронно падают значения содержаний TiO₂, Al₂O₃ и K₂O при переходе к более магниезильным разновидностям (рис. 7).

По соотношению CaO – Al₂O₃ – MgO часть включений тесно ассоциирует с ультраосновными кумюлятами, а другая – с кумюлятами основного состава. Подобные особенности также характерны для расплавных включений в хромитах из перидотитов зоны разлома 15°20' в Центральной Атлантике [18] и для включений в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Южной Тувы (рис. 8). По невысоким значениям FeO/MgO (до 1) изученные включения соответствуют гипербазитам из расслоенной серии офиолитов. С падением роли магния в расплавах накапливаются такие летучие компоненты, как хлор и сера, а также повышается роль фосфора (рис. 9).

Анализ стекол включений с помощью ионного зонда (табл. 3) показал относительно повышенные содержания H₂O (0.45–0.54 мас. %) в расплавах для дунитов Кондерского массива. Эти данные близки к содержаниям воды в магмах, сформировавших дуниты расслоенной серии офиолитов Южной Тувы (0.58–0.65 мас. %) [19] и перидотитов зоны разлома 15°20' в Центральной Атлантике (0.54 мас. %) [19], но существенно ниже количе-

ства H₂O (0.74–1.24 мас. %) в расплавах, формировавших базит-гипербазитовые интрузивные комплексы района Сьерра-Леоне [20]. Необходимо отметить, что стекла закаленных включений ультраосновного состава (SiO₂ = 43 мас. %) в хромитах из дунитов Кондерского массива содержат одновременно максимум воды (0.54 мас. %) и значительно обогащены медью (максимальное – 356 г/т – почти в 20 раз больше значений, характерных для кларка ультрабазитов).

По соотношению Nb/Y – Zr/Y точки составов включений располагаются в области расплавов с плюмовым источником – в поле платобазальтов. Спектры распределения редкоземельных элементов во включениях из хромшпинелидов дунитов Кондерского массива характеризуются явным отрицательным наклоном с резким обогащением легкими лантаноидами по отношению к тяжелым, что характерно (но с меньшим углом наклона) для плюмовых магматических систем, в частности – океанических островов и гайотов (рис. 10). На спайдер-диаграмме (рис. 11) спектры для расплавных включений в хромитах показывают минимальные значения когерентных элементов (Zr, Ti, Y) и совпадают в области редкоземельных элементов с данными по включениям в минералах из пикритов гайота Кастор (Тихий океан), а также по базальтам Гавайских островов. Необходимо отметить явные максимумы калия и рубидия. Эти особенности распределения элементов в расплавных включениях из хромитов свидетельствуют о влиянии мантийного плюма на магматические события при формировании дунитов Кондерского массива.

Расчетное моделирование по программе PETROLOG [25] на основе данных по составу расплавных включений показало, что минимальные температуры расплавов, содержавших до 0.54 мас. % воды, составляли около 1230°C.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ многочисленных публикаций, посвященных Кондерскому платиноносному массиву, показал, что имеется два основных направления точек зрения на генезис этого важного с научной и практической точек зрения объекта. Одни исследователи отстаивают магматогенное происхождение [2, 10 и др.] дунитов Кондерского массива, а другие считают, что эти ультраосновные породы являются фактически реститами, попавшими в верхние горизонты коры путем твердопластичного течения [5, 8 и др.].

Среди признаков *магматического происхождения* дунитов Кондерского массива можно выделить следующие основные характеристики.

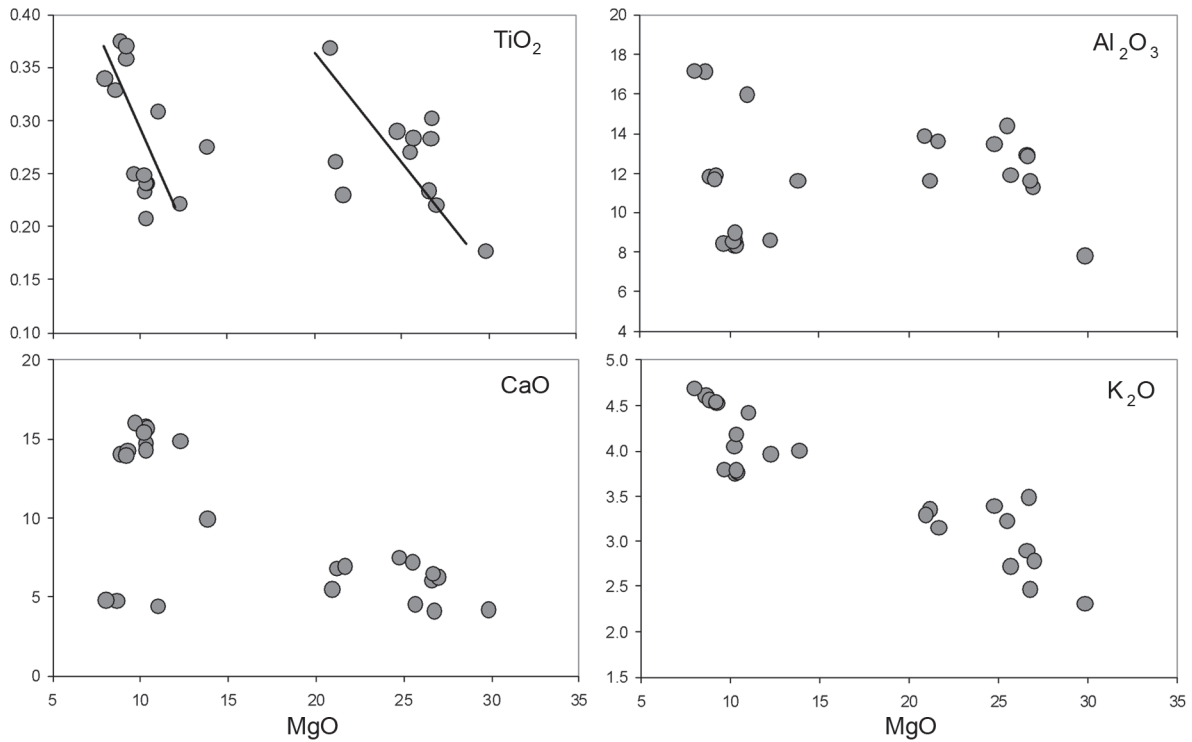


Рис. 7. Зависимость содержаний петрогенных компонентов от содержания магния (мас.%) в стеклах прогретых включений в хромшпинелидах Кондерского массива.

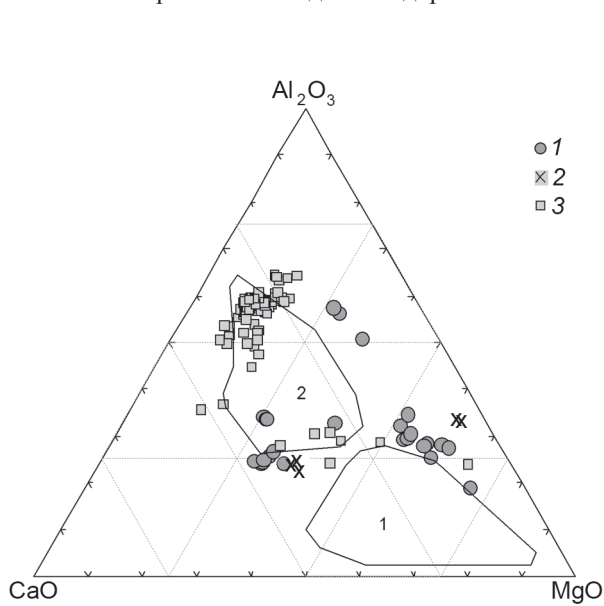


Рис. 8. Диаграмма $CaO-Al_2O_3-MgO$ для стекол прогретых включений в хромшпинелидах Кондерского массива.

1–3 – стекла гомогенизированных расплавных включений в хромшпинелидах: из дунитов Кондерского массива (1), из перидотитов зоны разлома 15°20' в Центральной Атлантике (2) и из дунитов Карашатского массива, офиолиты Южной Тувы (3). Поля составов: 1 – ультраосновные кумуляты, 2 – кумуляты основного состава. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [18, 19].

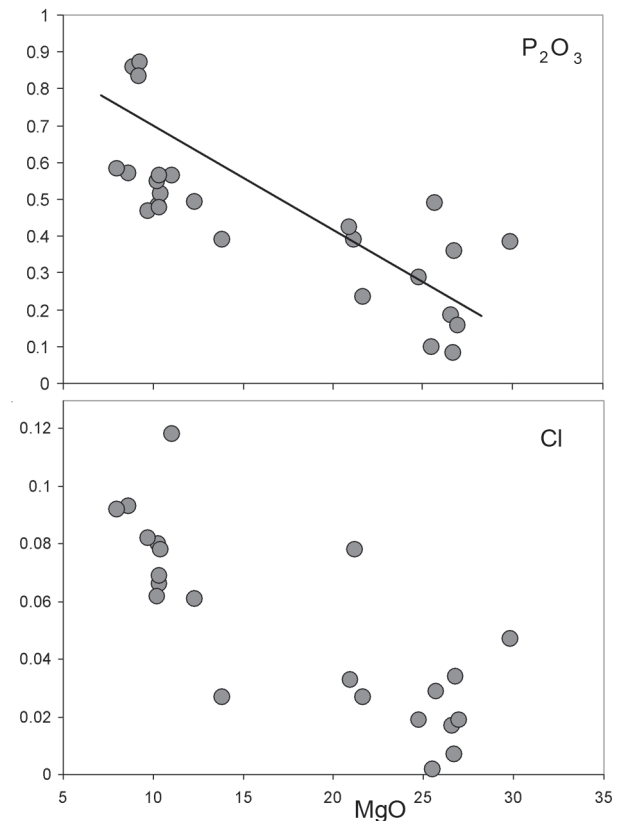


Рис. 9. Зависимость содержаний фосфора и хлора от содержания магния (мас.%) в стеклах прогретых включений в хромшпинелидах Кондерского массива.

Таблица 3. Содержание редких, редкоземельных, рудных элементов (г/т) и воды (мас. %) в стеклах гомогенизированных расплавных включений и в микровключениях клинопироксена из хромшпинелидов Кондерского массива.

Элемент	3.1	5.2	9.1	10.1	8.1*
Th	0.78	1.72	1.3	0.79	1.39
Rb	110	129	164	161	93
Ba	371	437	455	511	377
Sr	536	641	639	588	680
V	237	141	166	127	127
La	8.86	14.93	15.29	8.21	12.52
Ce	19.33	33.75	34.62	19.58	26.34
Nd	8.07	14.73	13.33	9.16	10.22
Sm	1.67	2.98	2.31	1.66	2.59
Eu	0.64	0.73	0.62	0.68	0.80
Gd	2.1	2.28	2.53	1.87	3.68
Dy	0.8	1.13	1.05	0.72	1.44
Er	0.35	0.43	0.44	0.24	0.73
Yb	0.05	0.25	0.09	0.08	0.43
Y	3.1	4	4.1	2.6	6.7
Zr	27.7	15.9	19.6	9.1	16.8
Nb	2.8	1	1.6	2.3	1.1
Ta	0.33	0.27	0.24	0.35	0.32
Cu	200	356	285	187	151
H ₂ O	0.01	0.53	0.45	0.02	

Примечание. 8.1* – микрокристаллик клинопироксена в зерне хромшпинелида.

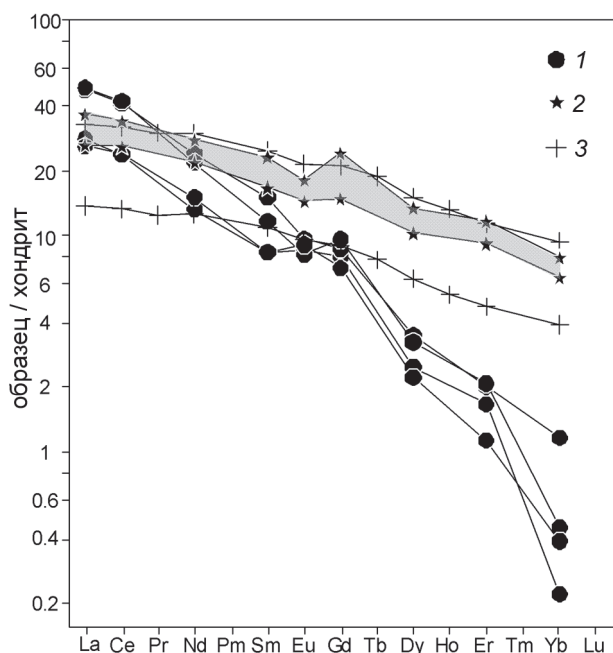


Рис. 10. Распределение редкоземельных элементов в стеклах прогретых включений из хромшпинелидов Кондерского массива.

1 – расплавные включения в хромшпинелидах; 2 – включения в оливинах из пикритов гайота Кастор [16]; 3 – пикриты Гавайских островов [27]. Значения элементов нормированы к составу хондрита, согласно [24].

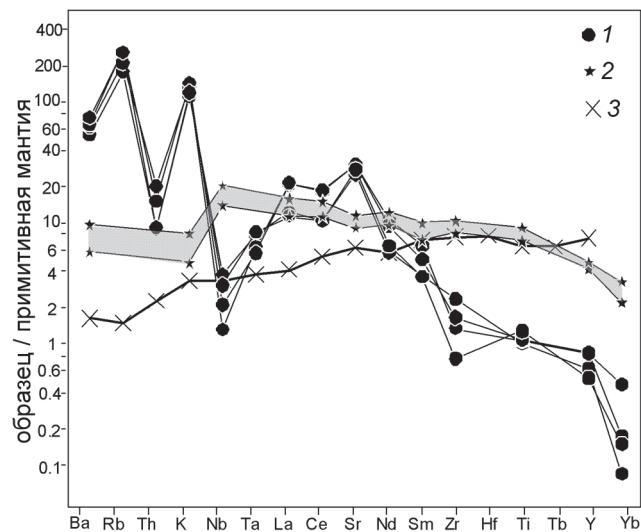


Рис. 11. Спайдер-диаграмма для стекол прогретых расплавных включений из хромшпинелидов Кондерского массива.

1 – расплавные включения в хромшпинелидах; 2 – включения в оливинах из пикритов гайота Кастор [16]; 3 – среднее для N-MORB [30]. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии, согласно [29].

1. Микровключения магнетита и клинопироксена (Mgt+Crpx) в оливинах дунитов. Закономерно ориентированные микровключения рудных и силикатных минералов часто встречаются в зернах оливина дунитов Кондерского массива, за исключением крайних фаз, где их очень мало. Сюда же можно отнести и исследованные нами микровключения клинопироксена в зернах хромшпинелидов.

2. Ориентировка зерен оливина. Габитус зерен оливина соответствует кристаллизации в свободном пространстве. Формирование дунитов осуществлялось из движущейся жидкости, что подтверждается результатами петроструктурных исследований, с помощью которых были реконструированы магматические текстуры течения и по ним выявлено внутреннее строение дунитового тела [2]. В качестве структурных элементов использованы плоскопараллельные и линейные структуры. Прототектонические структуры дунитов “отрисовывают” чашеобразную форму тела с крутыми контактами.

3. Высокое содержание CaO в оливинах дунитов.

4. Тренды составов хромшпинелидов из дунитов концентрически-зональных массивов близки вариациям составов оксидов из заведомо магматических пород (меймечитов, пикритов и т.п.).

К признакам *твердофазной природы внедрения* Кондерского массива относят следующие косвенные данные [5].

1. Отдельность в оливине.
2. Куполовидное строение контактовой зоны.
3. Тонкоплитчатая отдельность.

В пользу магматогенного происхождения Кондерского массива свидетельствуют исследования расплавленных включений в оливинах [10, 12]. Данные по редкоземельным элементам в породах Кондера с соответствующими модельными расчетами также подтверждают кристаллизацию массива из расплавов [7].

Участие магматических систем в процессах петрогенезиса Кондерского массива рассматривалось нами с помощью исследования включений в хромшпинелидах из дунитов. Как показали проведенные работы, большой объем очень важной информации о генезисе ультрабазитов Кондера содержат находящиеся в хромитах микровключения двух типов.

Микрокристаллики (до 25 мкм) клинопироксена по своему составу и особенностям распределения редкоземельных элементов резко отличаются от пироксенов из базит-гипербазитовых комплексов офиолитовых ассоциаций. Они близки к минералам из Кытлымского платиноносного массива (Урал), а их геохимия хорошо согласуется с данными по клинопироксенам из щелочных базальтов Гавайских островов. Магматическая природа пород, содержащих клинопироксены, близкие к встреченным в качестве микровключений в хромитах дунитов Кондерского массива, не вызывает сомнений.

Второй тип микровключений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива по всем внешним признакам представляет собой первичные включения расплавов, захваченные в процессах роста хромитов. Высокотемпературные эксперименты показали гомогенность расплава, а анализ гомогенных стекол в закаленных включениях свидетельствует о том, что изученные хромиты начали кристаллизоваться из пикритовых, а затем и пикробазальтовых щелочных магм. При этом высокомагнезиальные включения по большинству основных компонентов полностью совпадают с биотит-пироксеновыми щелочными пикритами.

В целом проведенные исследования расплавленных включений в хромшпинелидах прямо свидетельствуют об активном участии пикритовых щелочных водосодержащих магматических систем в процессах формирования дунитов Кондерского платиноносного массива.

Исследования выполнены в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН "Строение и формирование основных геологических структур под-

вижных поясов и платформ" (проект № 09-I-ОНЗ-10), и при поддержке РФФИ, Проекта № ОНЗ 2.1, Интеграционного проекта № 09-II-УО-08-004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 75 с.
2. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
3. Карсаков Л.П., Бердников Н.В. Условия образования и преобразования пород Кондерского щелочно-ультраосновного массива и особенности связанного с ним оруденения // Тихоокеан. геология. 1989. № 5. С. 32–36.
4. Каретников А.С. Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 23–42.
5. Лазаренков В.Г., Ланда Э.А. Свидетельства протрузии Кондерского массива и проблемы мантийного диапиризма // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 102–113.
6. Ленников А.М., Никольский Н.С., Пахомова В.А. и др. Флюидный режим формирования ультрабазитов Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Тихоокеан. геология. 1993. № 4. С. 109–117.
7. Ленников А.М., Левашов Г.Б., Октябрьский Р.А. и др. Редкоземельные элементы в породах Кондерского массива и его генезис // Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 4. С. 517–520.
8. 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.
9. Магматические горные породы. Т. 1. М.: Наука, 1983. 766 с.
10. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
11. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1991. Т. 10, № 1. С. 80–88.
12. Перцев А.Н. Петрология плутонических мафит-ультрамафитовых комплексов активных областей перехода океан-континент: Автореф. ... дис. д-ра геол.-минер. наук. М.: Изд-во ИГЕМ РАН, 2004. 44 с.
13. Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П. Богомолов Е.С. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80–91.
14. Симонов В.А., Леснов Ф.П., Ганелин А.В., Ступаков С.И. Геохимия редкоземельных элементов в клинопироксенах из пород Войкаро-Сыньинского и Хатагинского офиолитовых комплексов // VI Чтения А.Н.Заварицкого. Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН, 2000. С. 98–99.
15. Симонов В.А., Дунаев А.Ю., Ковязин С.В., Зайков В.В. Магматические системы палеоокеанов: данные по расплавленным включениям в хромшпинелидах // Геодинамичес-

- кая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. С. 97–100.
16. Симонов В.А., Ковязин С.В., Колобов В.Ю. Физико-химические параметры магматических систем гайота Кастор (Тихий океан) // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 4. С. 529–532.
 17. Симонов В.А., Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ковязин С.В. Физико-химические особенности расплавов, принимавших участие в формировании хромитовых руд Ключевского ультраосновного массива (Средний Урал) // Геология руд. месторождений. 2009. № 2. С. 125–139.
 18. Симонов В.А., Ковязин С.В. Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавленным включениям) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 193–195.
 19. 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: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 195–198.
 20. 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.
 21. 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.
 22. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.
 23. Соболев А.В., Мигдисов А.А., Портнягин М.В. Распределение несовместимых элементов между клинопироксеном и базальтовым расплавом по данным исследования расплавленных включений в минералах массива Троодос, о-в Кипр // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 326–336.
 24. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Henderson P. (Ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.
 25. Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. 2001. V. 110, N 3–4. P. 265–280.
 26. Nagasawa H., Schnetzler C.C. Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts acidic igneous magma // Geochim. Cosmochim. Acta. 1971. V. 35, N 9. P. 953–968.
 27. 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.
 28. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical. London. 1993. 352 p.
 29. Saunders A.D., Tarney J. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins / Eds Kokelaar B.P., Howells M.F. // Marginal basin geology, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 1984. V. 16. P. 59–76.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

V.A. Simonov, V.S. Prihodko, S.V. Kovyazin, A.V. Tarnavsky

Petrogenesis of the Konder platinum-bearing alkali-ultrabasic massif, south-eastern part of the Aldan Shield (evidence of melt inclusions in Cr-spinels from dunites)

The investigation of melt inclusions in Cr-spinels yielded information on the physical-chemical parameters of magmatic processes responsible for the formation of the Konder platinum-bearing alkali-ultrabasic massif (south-eastern part of the Aldan Shield). A comparative analysis of compositions of chromites, containing inclusions, has shown essential differences between Konder dunite Cr-spinels and minerals of the ultrabasic complexes of ophiolites and modern oceanic crust. Compositionally and in terms of REE distribution, clinopyroxene microcrystals of the Konder massif chromites strongly differ from pyroxenes of ophiolite mafic-ultramafic complexes and are completely similar to minerals from the Kytlymsky platinum-bearing massif (the Urals). High-magnesia inclusions completely coincide by the majority of the main components with data on biotite-pyroxene alkaline picrites, which testifies to active participation of ultrabasic (picrite) alkaline magmatic systems in the process of dunite formation on the Konder massif. As a result of inclusions study by an ionic probe, direct information on the elevated contents of water (to 0.54 wt.%) in the melts was obtained. Data on distribution of rare and rare-earth elements in inclusions give evidence of the influence of the deep plume. The computed modeling on the basis of melt inclusion compositions shows that crystallization of dunites from the Konder massif was assisted by water-saturated magmas at the minimum temperatures of about 1230°C. These temperatures agree with the earlier estimations of melt inclusions in olivine from the Konder massif.

Key words: melt inclusions, Cr-spinels, ultramafic rocks, Konder platinum-bearing ultrabasic massif, Aldan Shield.