

УДК 553.21:548.4

ОНТОГЕНИЯ РУДНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ И СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ КАК ИНДИКАТОРЫ ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАТИНОНОСНЫХ ХРОМИТИТОВ МАССИВА КОНДЕР (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

© 2015 г. Е. В. Пушкарев*, В. С. Каменецкий**, А. В. Морозова*,
В. В. Хиллер*, С. П. Главатских*, Т. Родеманн**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, Екатеринбург, пер. Почтовый, 7

**Университет Тасмании
7001, п/я 79, Хобарт, Австралия
Поступила в редакцию 26.01.2015 г.

Детальное изучение онтогении и состава рудного хромшпинелида из платиноносных хромититов Кондерского клинопироксенит-дунитового массива на Алданском щите показало, что он кристаллизуется совместно с относительно низкотемпературными минералами, такими как хромдиопсид, амфиболы, флогопит, хлориты, серпентины, апатит и другие. Установлено наличие индукционных поверхностей между хромшпинелидом и силикатами цемента руд. Показано, что рудный хромшпинелид содержит большое количество октаэдрических флюидных углеродных и силикатных включений, а также октаэдрические агрегаты золота и серпентина. Эти данные, так же как и взаимоотношения хромшпинелида с низкотемпературными силикатами, свидетельствуют о пневматолито-гидротермальном образовании хромшпинелида в хром-платиновых рудах. Хромититы являются системой контрастной и неравновесной по отношению к вмещающим дунитам как по составу минералов, так и по условиям образования, что согласуется с идеей об эпигенетической природе хромититов, высказанной более ста лет назад А.Н. Заварицким и А.Г. Бетехтиным.

DOI: 10.7868/S0016777015050044

ВВЕДЕНИЕ

Хромшпинелиды обладают способностью к широкому изоморфизму двух- и трехвалентных элементов, что позволяет им кристаллизоваться в различных по составу и происхождению породах, в значительном диапазоне P – T – fO_2 - параметров и делает их важными петрогенетическими индикаторами (Плаксенко, 1989; Irvine, 1965; 1967; Barnes, Roeder, 2001; Roeder, Campbell, 1985). В мантийных перидотитах и в магматических породах ультраосновного и основного состава хромшпинелиды формируют тела хромититов, представляющих экономический интерес в качестве руд на хром, изучение состава и происхождения которых является предметом постоянных исследований (Чашухин, Вотяков, 2009; González-Jiménez *et al.*, 2014 и ссылки в этих работах). Согласно изучению природных объектов и экспериментам, хромититы являются благоприятной средой для концентрирования и кристаллизации минералов платиновой группы (МПГ) наравне с сульфидными ассоциациями (Дистлер и др.,

1989; 2003; Distler *et al.*, 2008; Finnigan *et al.*, 2008; Matveev, Ballhaus, 2002; Zaccarini *et al.*, 2004; Prichard, Tarkian, 1988; и др.). Практически во всех хромовых рудах офиолитовых комплексов отмечается присутствие редких МПГ (Ir, Os, Ru), но извлечение их связано с большими трудностями, а россыпеобразующий потенциал этих платиноидов ограничен. Хромититы расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий и дунит-клинопироксенитовых ($\pm$ габбро) комплексов Урало-Аляскинского типа часто содержат повышенные концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ), которые могут достигать уровня, отвечающего рудам (Платинометальное оруденение..., 2001; Волченко и др., 2007; Garuti *et al.*, 2002; 2003, Johan, 2006; Auge *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2013; Nixon *et al.*, 1990; Thakurta *et al.*, 2008; Zaccarini *et al.*, 2004). Если в расслоенных интрузиях кумулятивное накопление хромшпинелидов и платиноидов происходит при магматической кристаллизации значительных объемов силикатной магмы в камере или проточном канале, то этот механизм нельзя применить для объяснения формирования хромититов в комплексах Урало-Аляскинского типа. Впервые, дунит-клинопироксенитовые массивы не

Адрес для переписки: Е.В. Пушкарев. E-mail: pushkarev.1958@mail.ru

представляют собой магматические камеры закристаллизованные “*in situ*”, а рассматриваются как своеобразные ультраосновные магматические диапиры, внедренные в комплексы земной коры в твердо-пластическом состоянии (Ефимов, 1984; Burg *et al.*, 2009; Guillou-Frottier *et al.*, 2014). Во-вторых, платиноносные хромититы формируют тела жильной морфологии, в том числе брекчии, имеющие признаки более позднего образования по отношению к дунитам (Высоцкий, 1913; Генкин, 1997; Заварицкий, 1928; Иванов, 1997; Пушкарев и др., 2007). В-третьих, структура и минеральный состав рядом расположенных рудных шлиров могут значительно различаться между собой, что свидетельствует о крайней неоднородности рудообразующей системы и не характерно для более спокойных условий магматических камер. Кроме того, содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) даже в изолированных рудных шлирах и линзах размером несколько сантиметров могут достигать экстремально высоких значений в десятки и сотни грамм на тонну, что затрудняет интерпретацию их генезиса с магматических позиций. Известны случаи, когда минералы ЭПГ цементируют зерна хромшпинелидов, слагая до четверти объема рудных тел (Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; и др.). Этот тип хромититов представляет экономический интерес, образуя небольшие по запасам, но богатые месторождения, однако, главным образом, они служат источником платины для уникальных россыпей Урала, Приморья, Корякии и других регионов России и мира.

С момента открытия первых платиноносных хромититов в дунитах Нижнетагильского массива на Урале (в 1892 г.) прошло более века. За это время были открыты и изучены крупные россыпные платиновые месторождения и коренные проявления в Приморье (Кондер), в Корякии (Гальмозан и Сейнав) и в других регионах. Получен огромный объем новых данных по составу ультраосновных пород и хром-платиновых руд (Андреев, 1987; Геология, петрология..., 1994; Корякско-Камчатский..., 2002; Мочалов и др., 2002; Петрология и платиноносность..., 1994; Рожков и др., 1962; Сидоров и др., 2012; и другие), но проблема генезиса хромититов продолжает оставаться дискуссионной. Условно все существующие представления о генезисе платиноносных хромититов в дунитах массивов Урало-Аляскинского типа можно подразделить на две группы: 1) магматические модели — постулирующие кристаллизацию хромититов из расплава (Округин, 2004; Auge *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2013; Scheel *et al.*, 2009) и 2) флюидно-метаморфогенные или пневматолито-гидротермальные модели, объясняющие образование хром-платиновых руд в процессе перераспределения вещества в твердых ультрамафитах с участием

флюида или гидротермальной фазы (Генкин, 1997; Мочалов, 2013; Пушкарев и др., 2007).

В начале XX столетия первыми исследователями платиновых месторождений Урала был сформулирован тезис о позднемагматическом образовании платиноносных хромититов на заключительных стадиях кристаллизации дунитовой магмы и их эпигенетическом характере по отношению к вмещающим ультрамафитам (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935). В основу такого заключения было положено систематическое изучение морфологии и геологического положения тел хромититов и их взаимоотношений с дунитами, а также хорошо установленная последовательность кристаллизации минералов. А.Н. Заварицкий и А.Г. Бетехтин выделили особую, пневматолитовую стадию формирования хром-платиновых руд, во время которой шло образование Cr-содержащих и богатых летучими силикатами (хромдиопсид, кальциево-хромистые гранаты, флогопит, хромистый хлорит и др.) в ассоциации с рудными хромшпинелидами и платиновыми минералами. Эти представления получили в дальнейшем развитие в работах разных исследователей. Например, было установлено сходство составов хромдиопсида, флогопита и амфиболов из хромититов и из поздней интерстициальной минеральной ассоциации дунитов (Мочалов, Бортников, 2008; Krause *et al.*, 2007; Аникина и др., 1999; 2000, 2002). Была отмечена важная роль процессов деформации и перекристаллизации дунитов и флюидного перераспределения компонентов в образовании хромититов (Уханов и др., 1997). При этом было показано, что обогащенные минералами платиновой группы хромититы не несут признаков высокотемпературных пластических деформаций, характерных для окружающих дунитов. Исследования, проведенные на Урале по определению редокс-условий равновесия оливин-хромитового парагенезиса дунитов и платиноносных хромититов, показали, что хром-платиновые руды характеризуются температурами равновесия ниже 850°C и окисленностью на 1.5–2 порядка выше, чем вмещающие дуниты (Чашухин и др., 2002). Зональность рудных тел по составу хромшпинелида также свидетельствует, что хромититы формировались при температурах более низких, чем те, которые необходимы для проявления обменных реакций (Пушкарев и др., 2007). Эти и другие данные позволяют обоснованно предполагать, что платиноносные хромититы в комплексах Урало-Аляскинского типа могли формироваться после завершения высокотемпературных пластических деформаций твердых ультрамафитов, в результате флюидного перераспределения компонентов ультраосновных пород. Изучение обогащенных платиноидами хромититов в дунит-клинопироксенитовом массиве Кондер, детальная характеристика онтогении рудного хромшпинелида и его взаимоотно-

шений с низкотемпературными минералами, богатыми летучими компонентами, дают новые доказательства пневматолито-гидротермального образования хром-платиновых руд, развивающие классические представления А.Н. Заварицкого и А.Г. Бетехтина.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения морфологии зерен, рельефа их поверхности, строения минеральных агрегатов и для предварительной оценки состава минералов из включений в рудном хромшпинелиде и в цементе хромититов использовался сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) JSM-6390LV фирмы Jeol с энергодисперсионной приставкой (ЭДС) INCA Energy 450 XMax 80 фирмы Oxford Instruments (ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, Екатеринбург), а также СЭМ FEI Quanta 600 с ЭДС-приставкой EDAX Genesis Sapphire SUTW Si(Li) и СЭМ Hitachi SU-70 с ЭДС-приставкой Oxford INCA Energy XMax 80 в Университете Тасмании (Хобарт, Австралия). Определение состава минералов проводилось на рентгеноспектральном микроанализаторе Cameca SX100 с пятью волновыми спектрометрами (ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Условия измерения: давление в камере образцов 6×10^{-4} Па, ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 30 нА, диаметр пучка электронов на образце 5 мкм. В качестве эталонов использовались пироп, рутил, жадеит, хромит, гранат, диопсид и ортоклаз. Для определения всех пиков использовались наиболее интенсивные $K\alpha$ -линии. Na, Mg, Al и Si измерялись на кристаллах ТАР, калий и кальций — на кристалле LPEТ, марганец, титан, железо и хром — на LIF. Время набора импульсов на пиках аналитических линий в два раза больше, чем время набора импульсов фона с двух сторон от пика, и составляло 10 с для всех элементов. Стандартное отклонение (в мас. %) колеблется: от 0.24 до 0.30 для Si; от 0.03 до 0.10 для Ti; от 0.03 до 0.25 для Al; от 0.06 до 0.10 для Cr; от 0.15 до 0.71 для Fe; от 0.06 до 0.36 для Mn; от 0.08 до 0.18 для Mg; от 0.04 до 0.22 для Ca; от 0.02 до 0.07 для Na; от 0.01 до 0.03 для K.

На этом же приборе проводилось определение содержания углерода. Условия измерения интенсивности: ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 20 нА, время измерения на пике 10 с, угол отбора рентгеновского излучения 40° . В качестве стандартного образца использовался сертифицированный чистый углерод фирмы Cameca. Для анализа применялся кристалл-анализатор РС2, специализированный для определения “ультра-легких” элементов углерода и бора. Предел обнаружения составил 1630 г/т, стандартное отклонение 0.5%.

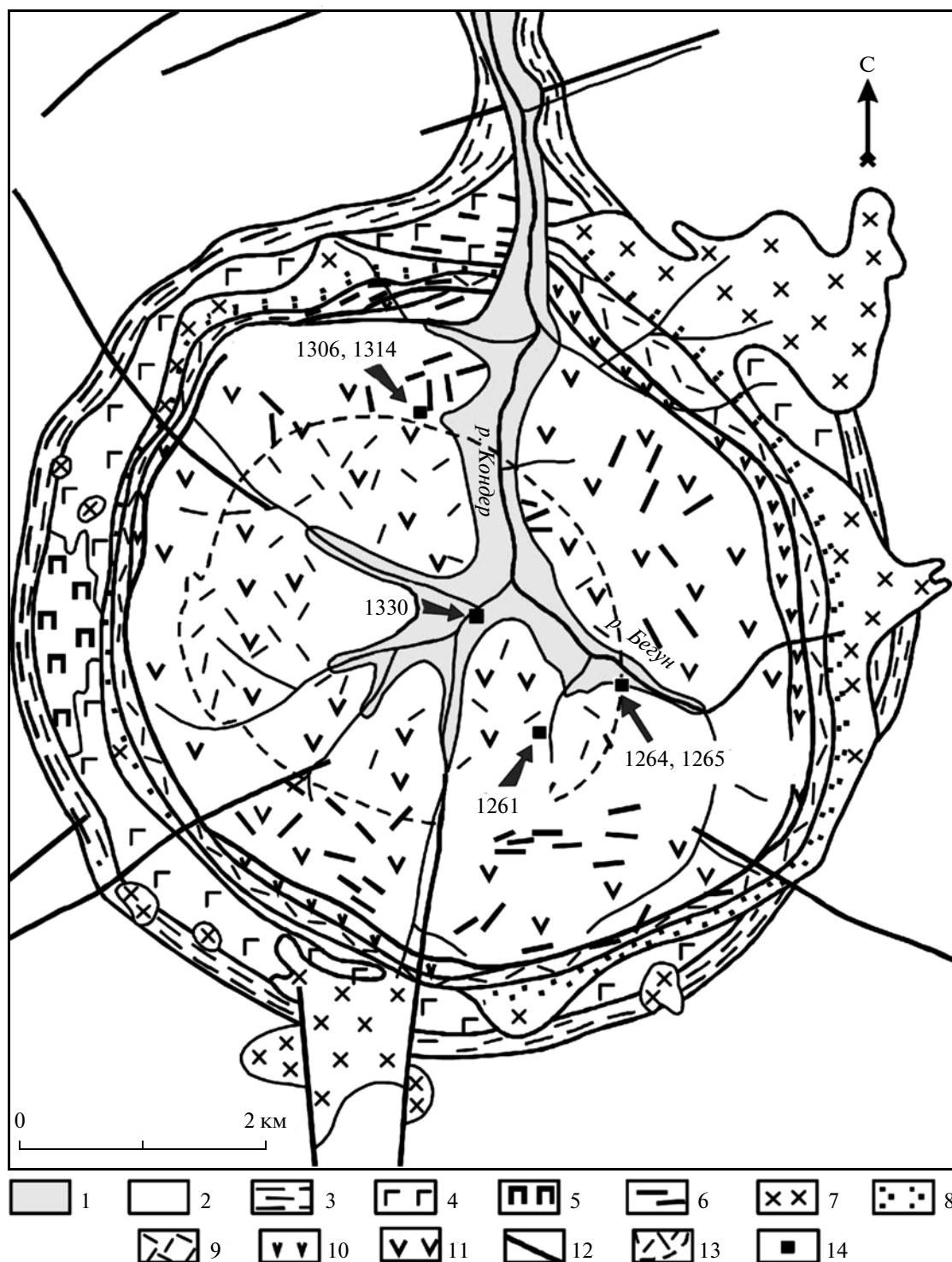
Для изучения структурного типа углеродных включений использовался Рамановский лазер-

ный микроанализатор Renishaw 1000, оснащенный зеленым аргоновым лазером 514 нм (ИВТЭХ УрО РАН, Екатеринбург) и Renishaw inVia Raman (Университет Тасмании, Хобарт).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА КОНДЕР

Массив Кондер располагается на восточной окраине Алданского щита на севере Хабаровского края, в междуречье Омни и Маймакана. Его геологическое положение и строение подробно описано в многочисленных работах, включая монографии (Андреев, 1987; Геология, петрология..., 1994; Каретников, 2006; Малич, 1999; Петрология и платиноносность..., 1994; Симонов и др., 2011; Burg *et al.*, 2009), поэтому мы ограничиваемся лишь самой общей характеристикой массива, заимствованной из опубликованных работ. В плане массив Кондер имеет правильную округлую форму диаметром около 6 км и площадью около 40 кв. км. Строение массива концентрически-зональное (фиг. 1). Центральное ядро, диаметром около 5.5 км, сложено магнезиальными ($f^* = 0.08–0.12$) средне-, крупнозернистыми дунитами с телами дунит-пегматитов, которые в периферической зоне сменяются более железистыми ($f = 0.15–0.25$) и мелкозернистыми дунитами и оливинитами. Большинство платиноносных хромититов также приурочено к центральной зоне массива. Дуниты окружены кольцом клинопироксенов переменной мощности от 100 до 750 метров. Краевая зона массива сложена косьвитами, биотитовыми габброидами, шонкинитами, небольшими интрузиями, жильными и субвулканическими породами различной основности и щелочности, большую часть которых исследователи относят к алданскому комплексу мезозойского возраста. Центральная и юго-западная части дунитового штока прорваны многочисленными дайками и интрузивными телами апатит-флогопит-амфибол-титаномагнетитовых косьвитов, которые на глубине образуют единое тело. По опубликованным данным, возраст этих магматических тел мезозойский (Ефимов и др., 2012). Под воздействием молодых интрузий дуниты подверглись интенсивной переработке с образованием широкого спектра метасоматических пород, богатых флогопитом, фельдшпатоидами, щелочными амфиболами и т.д. Массив внедрился в архейско-протерозойские осадочные породы, которые в зоне контакта ороговикованы и приобретают крутое периклинальное падение от массива, связанное с деформирующим воздействием ультрамафитов и базитов. Время внедрения массива, возраст пород и платинового оруденения обсуждаются в многочисленных опублико-

* $f = \text{FeO}_{\text{общ}} / (\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$, мол. количества, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ — все железо в виде FeO .



Фиг. 1. Схема геологического строения Кондерского массива (Каретников, 2006 по материалам Г.В. Андреева, А.А. Ельянова, А.Н. Мильто).

1 – четвертичные отложения; 2, 3 – верхний протерозой: 2 – омнинская свита (алевролиты и аргиллиты ороговикованные), 3 – эннинская свита (алевролиты и песчаники ороговикованные); 4 – архей, утукачанская свита (высокоглиноземистые и гиперстенсодержащие гнейсы, кварциты, мраморы); 5 – позднеархейские пегматоидные граниты; 6–11 – образования Кондерского массива: 6 – щелочные пегматиты, 7 – диориты, диорит-сиениты, 8 – меланократовые габброиды, 9 – титаномagnetит-амфибол-биотит-пироксеновые породы (косциты), 10 – клинопироксениты, 11 – дуниты; 12 – разломы; 13 – поле развития жил косцитов; 14 – положение проб хромититов.

ванных работах (Ефимов и др., 2012; Малич и др., 2013; Каретников, 2005, 2006; Костоянов, 1998; Шукулюков и др., 2012; Петрология и платиноносность..., 1994; и др.). Обилие щелочных пород, сопровождающих клинопироксенит-дунитовый шток, предопределило отнесение массива к щелочно-ультраосновной формации, однако петрохимические и геохимические характеристики дунитов и клинопироксенитов, так же как и состав главных породообразующих минералов, позволяют говорить об идентичности Кондера и клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала, Корякии и Юго-Восточной Аляски (Ефимов, Таврин, 1978; Burg *et al.*, 2009).

ПЛАТИНОНОСНЫЕ ХРОМИТИТЫ

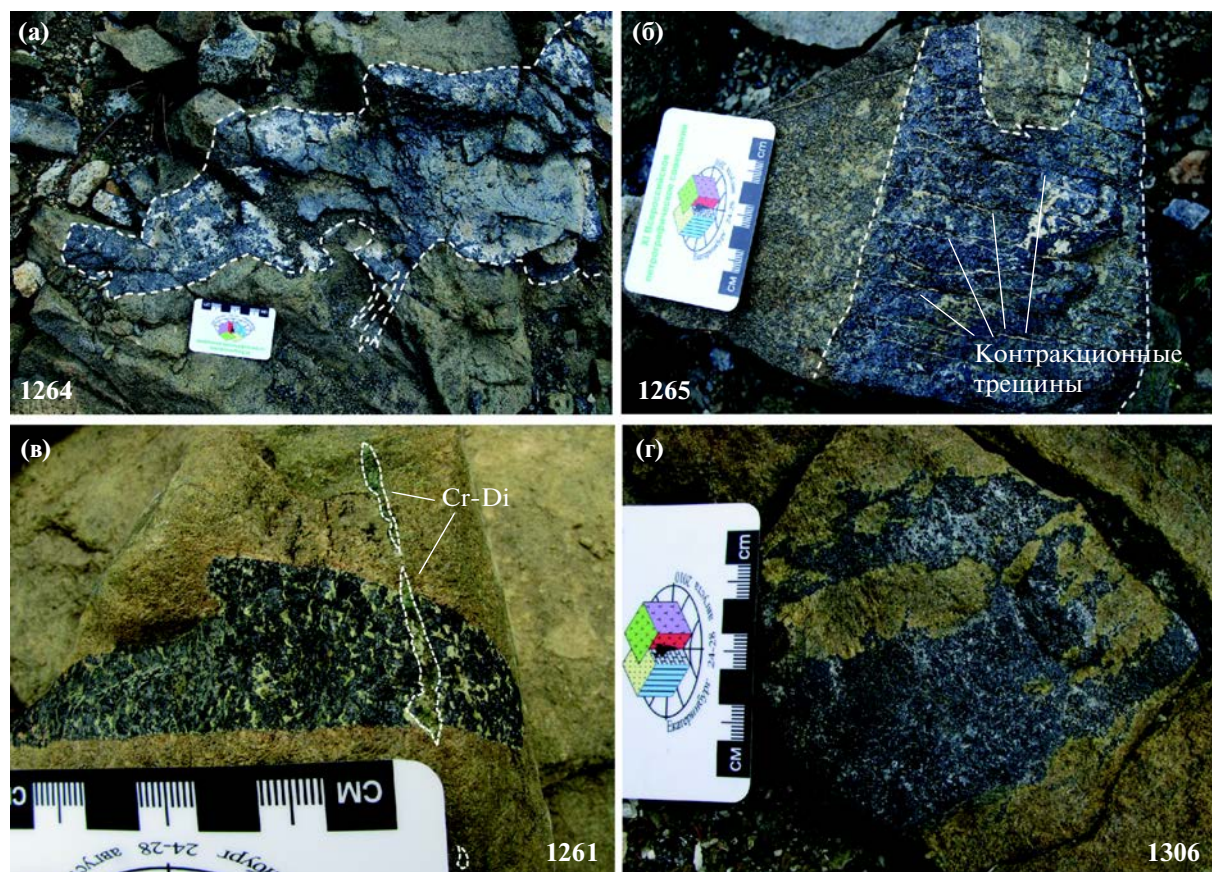
Хромититы, обогащенные платиноидами, встречаются в Кондерском массиве, преимущественно в его центральной части, в поле крупнозернистых и пегматоидных дунитов. Хромититы слагают уплощенные линзы, шлиры; иногда встречаются брекчии, в которых угловатые или округлые фрагменты дунитов сцементированы хромшпинелидами (Орлова и др., 1981; Петрология и платиноносность..., 1994; Рожков и др., 1962; и др.). Размеры шлиров сильно варьируют от первых сантиметров до полутора метров в длину и до 15–20 см по мощности. По данным геологов ОАО “Артель старателей Амур”, при проведении поисково-разведочных работ на массиве были встречены несколько более крупных хромитовых шлиров протяженностью в несколько метров, а также зоны, обогащенные мелкими шлирами, которые были полностью отработаны. Часто хромититы содержат видимую вкрапленность минералов ЭПГ, расположенных в межзерновом пространстве зерен хромшпинелидов. Считается, что хромититы являются одним из главных, хотя и не единственным, источником МПГ для россыпей бассейна реки Кондер (Петрология и платиноносность..., 1994; Mochalov, Khoroshilova, 1998; Nekrasov *et al.*, 2005; Shcheka *et al.*, 2004). По геологическому положению, размерам и морфологическим особенностям кондерские хромититы сопоставимы с хромититами в дунитах Платиноносного пояса Урала (Бетехтин, 1935; Заварицкий, 1928; Пушкарев и др., 2007).

Было изучено 6 образцов хромититов, отобранных в разных частях дунитового тела (фиг. 1). Наиболее крупный шпир 1264 длиной более 1.5 метров и мощностью около 15 см залегает на левобережье р. Бегун, юго-восточнее его слияния с ручьем Малый, на склоне увала рядом с заброшенной обогатительной фабрикой (фиг. 2а). Одним краем шпир уходит под осыпь, поэтому его реальные размеры оценить трудно. Контакты хромититов с вмещающими дунитами резкие. Серпентинитовые оторочки, окружающие хромититы, типичные для

уральских руд, в кондерских хромититах практически отсутствуют. Субпараллельные контракционные трещины, пустотелые или заполненные низкотемпературными минералами, рассекают хромититы в поперечном направлении, выходят во вмещающий дунит, где на протяжении 2–3 см быстро выклиниваются и исчезают (рис. 2б). Проба 1265, представленная небольшим шпиром размером 20 × 3 × 2 см, была отобрана в нескольких метрах севернее предыдущей. Хромититы 1261 (фиг. 2в) образуют шпир линзовидной формы, рассеченный тонкой хромдиопсидовой жилкой в дунитах в верховьях ручья Малый. В северной части дунитового тела в долине ручья Коротыш были взяты две пробы; 1306 – хромитит жильно-брекчиевидного облика (фиг. 2г) и 1314 – линза массивного хромитита, мощностью 3–4 см и протяженностью до 20 см. В центральной части дунитового штока в русле ручья Аномальный был отобран шпир хромитита 1330, размером около 15 см и мощностью 3 см.

Хромититы на 80–85% состоят из хромшпинелида, образующего зерна размером от долей миллиметра до 4–5 мм (фиг. 3). Силикатный базис руд, составляющий до 15–20 об. %, выполнен хромдиопсидом, оливином, флогопитом, хлоритом и серпентином. В меньшем количестве с ними ассоциируют амфибол, апатит, гранаты андрадит-гроссулярового ряда и другие минералы. В межзерновом пространстве хромшпинелидов располагается большая часть минералов платиновой группы (фиг. 4).

Изучение состава хромшпинелидов и других минералов показывает, что платиноносные хромититы по отношению к вмещающим дунитам являются системой контрастной, неравновесной и развивающейся самостоятельно. Это заключение можно проиллюстрировать данными по вариациям состава хромшпинелида поперек рудного шпира 1264 и его контакта с вмещающим дунитом (табл. 1). На графике (фиг. 5), построенном по результатам этого исследования, видно, что акцессорные хромшпинелиды по всем компонентам, несмотря на значительную вариативность, сохраняют контрастность составов по отношению к рудным даже на расстоянии 2–3 мм от контакта со шпиром. Средняя магнезиальность ($Mg/(Mg + Fe^{2+})$) рудных хромшпинелидов составляет 0.52 (табл. 1, 2), а акцессорных 0.34. В начале кристаллизации рудного тела образуется хромшпинелид с весьма незначительной дисперсией состава, что прослеживается на расстоянии 5–8 мм от контакта с дунитом. В направлении к центру шпира дисперсия состава хромшпинелида по MgO и, особенно, по $FeO_{общ}$ возрастает, сохраняя для этих компонентов противоположные направления колебаний в соответствии со стехиометрией минерала. Вероятно, усиление изменчи-



Фиг. 2. Морфология тел изученных платиноносных хромититов массива Кондер.

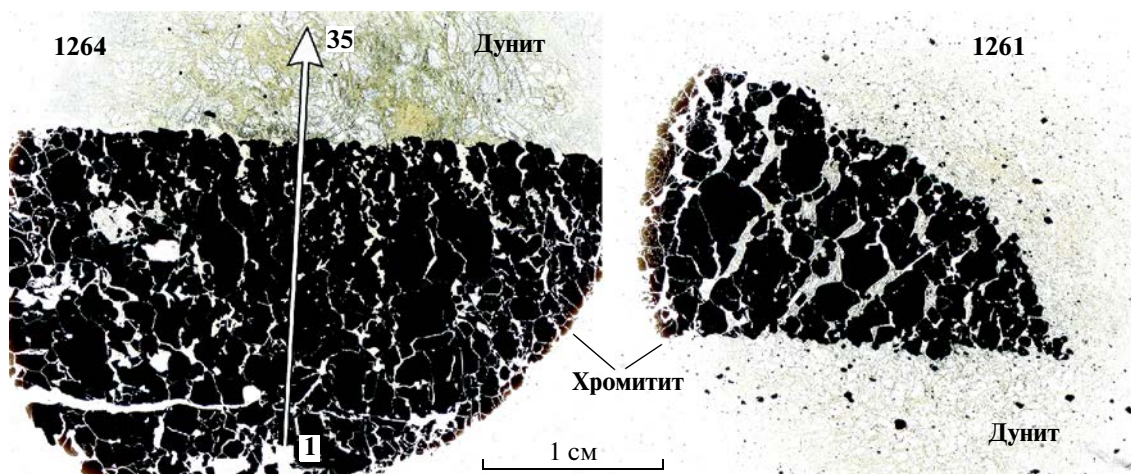
а — крупный шпир сложной морфологии; б — хромитовый шпир рассечен субпараллельными контракционными трещинами, исчезающими во вмещающем дуните; в — хромитовый шпир рассечен поздним метасоматическим хром-диопсидовым прожилком; г — прожилково-брекчиевидная структура хромитового шпира. Хромшпинелид цементирует фрагменты дунита (эпигенетические хромититы). Номера проб внизу фотографий.

ности составов связано с присутствием флюида в рудообразующей среде и с увеличением ее окисленности, которая отражается в повышенном $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ в рудном хромшпинелиде по сравнению с акцессорным (табл. 1, фиг. 5). Содержания Cr_2O_3 в шпинелидах также обладают довольно широкой дисперсией в пределах полутора процентов, в интервале рудного шпира от края по направлению к центру длиной около 16 мм, где были выполнены измерения (фиг. 5). Рассчитанная средневзвешенная мода Cr_2O_3 испытывает незначительный рост на 0.3–0.35% по направлению к центру, аналогично ведут себя максимальные и минимальные значения содержаний этого окисла в хромшпинелидах. Следовательно, кристаллизация хромитов идет в сторону более магнизиальных и богатых хромом составов, в то время как эволюция акцессорных хромшпинелидов в дунитах Кондерского массива развивается в сторону более железистых и низкохромистых композиций (Приходько, Пономарев, 1990).

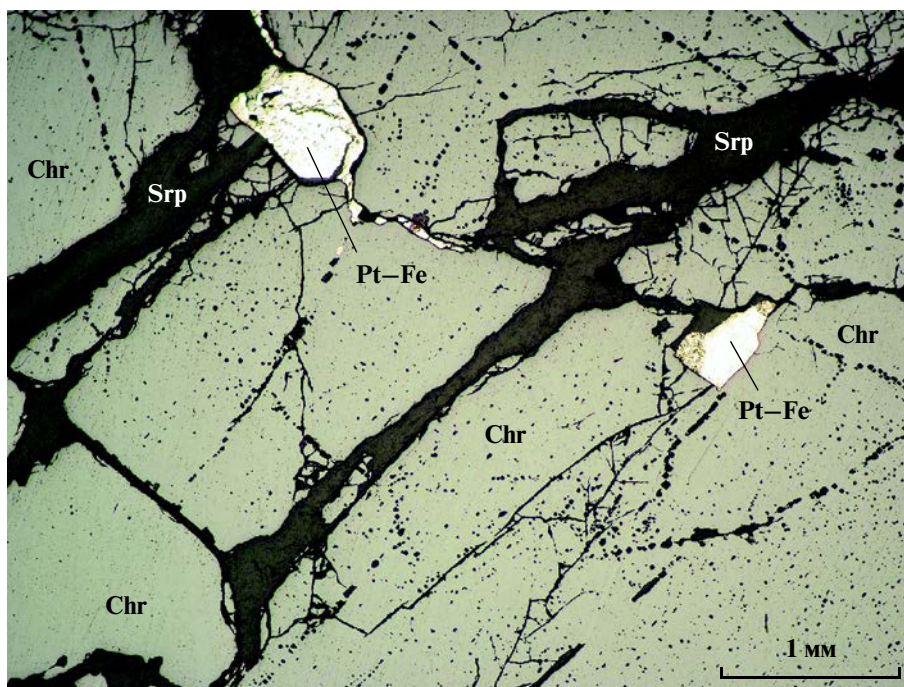
Несмотря на установленные вариации, составы рудных хромшпинелидов Кондерского массива имеют меньшую изменчивость по сравнению с акцессорными (табл. 1, 2) и образуют компактное поле на диаграмме (фиг. 6). При этом и в рудных, и в акцессорных хромитах сохраняется устойчивое значение $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0.83\text{--}0.86$ и средний уровень TiO_2 около 0.6–0.7 мас. %. Сравнивая составы хромитов Кондера с хромшпинелидами из других массивов, можно отметить, что они в значительной степени перекрываются с полем обогащенных платиной хромититов Платиноносного пояса Урала (фиг. 6).

ОНТОГЕНИЯ РУДНОГО ХРОМШПИНЕЛИДА И ЕГО ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С МИНЕРАЛАМИ СИЛИКАТНОГО ЦЕМЕНТА

В отличие от акцессорных хромшпинелидов, образующих октаэдрические кристаллы, степень идиоморфизма рудных хромшпинелидов зависит от размера зерен — чем они более крупные, тем менее правильной кристаллической формой об-



Фиг. 3. Крупнозернистая структура хромититов 1264 и 1261 на контакте с дунитами с хорошо проявленным ксеноморфизмом зерен хромшпинелидов. Элементы внутренней структуры хромититов и силикатного базиса не прослеживаются во вмещающие дуниты. В хромитите 1264 стрелкой показано направление профиля, по которому был изучен состав хромшпинелида от 1 к 35 анализу (табл. 1).



Фиг. 4. Интерстициальные выделения минералов платиновых металлов в массивном хромитите (образец 1264). Зерна рудного хромшпинелида (Chr) содержат многочисленные темные точки, следы вскрытых флюидных, углеродных и силикатных включений. Серпентин (Srp) цементирует крупные зерна хромита, сростается с межзерновыми агрегатами Pt-Fe-сплавов и других минералов платиновых металлов и включает более мелкие ксеноморфные зерна хромита, которые не являются обломками крупных. Отраженный свет.

ладают. Зерна размером около 1 мм характеризуются наиболее правильным габитусом, близким к октаэдрическому, но и они имеют искаженные, криволинейные формы, с закругленными ребрами и вершинами и с хорошо выраженной сложной скульптурой поверхности (фиг. 7). Формы такого рельефа определяются образованием на поверх-

ности зерен “щеток” микроструктур хромшпинелида, либо переходом минерала к пластинчатому, скелетному или дендритному росту. Кроме того, наблюдаются многочисленные вроски в хромшпинелиды разнообразных минералов цемента руд. В этом случае наблюдаются отрицательные формы рельефа на поверхности зерен в виде

Таблица 1. Состав хромшпинелида по профилю поперек шлира хромититов (1264) и его контакта с дунитом (мас. %)

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Y*	16192	17118	17510	17488	18197	18894	19519	20446	20811
TiO ₂	0.71	0.65	0.70	0.73	0.65	0.66	0.67	0.70	0.70
Al ₂ O ₃	6.66	5.72	6.42	7.42	7.82	5.80	5.84	5.69	6.05
Cr ₂ O ₃	54.05	54.02	54.03	54.84	54.94	53.86	53.89	53.51	54.62
V ₂ O ₃	0.14	0.06	0.00	0.00	0.05	0.11	0.05	0.21	0.14
FeO**	26.25	27.38	26.46	24.83	24.08	27.25	27.51	27.42	26.78
MnO	0.29	0.27	0.34	0.26	0.32	0.31	0.24	0.30	0.25
MgO	10.65	10.26	10.28	10.65	11.00	10.39	10.26	10.36	10.53
NiO	0.02	0.04	0.07	0.11	0.06	0.20	0.13	0.06	0.12
ZnO	0.00	0.01	0.06	0.08	0.11	0.03	0.10	0.00	0.00
Сумма	98.77	98.41	98.37	98.93	99.01	98.60	98.70	98.25	99.20
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.53	0.51	0.52	0.53	0.55	0.52	0.52	0.52	0.52
Cr/(Cr + Al)	0.84	0.86	0.85	0.83	0.83	0.86	0.86	0.86	0.86
Fe ³⁺ /Fe общ	0.35	0.37	0.35	0.32	0.32	0.38	0.38	0.38	0.36
№ анализа	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Y*	21160	21670	22347	23065	23562	24204	24839	25305	25616
TiO ₂	0.71	0.66	0.67	0.68	0.69	0.66	0.68	0.66	0.67
Al ₂ O ₃	6.11	6.46	7.22	6.10	6.17	6.00	5.82	5.76	6.04
Cr ₂ O ₃	54.12	54.02	54.21	53.96	54.68	54.36	54.24	53.46	54.18
V ₂ O ₃	0.05	0.14	0.08	0.12	0.15	0.00	0.09	0.13	0.06
FeO**	26.31	25.72	25.19	26.77	26.18	26.52	27.27	27.20	26.99
MnO	0.30	0.29	0.29	0.25	0.33	0.26	0.27	0.30	0.24
MgO	10.49	10.71	10.85	10.53	10.45	10.48	10.38	10.21	10.52
NiO	0.13	0.02	0.12	0.17	0.13	0.04	0.10	0.09	0.05
ZnO	0.01	0.08	0.04	0.07	0.09	0.06	0.10	0.13	0.15
Сумма	98.23	98.11	98.66	98.66	98.86	98.38	98.97	97.95	98.90
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.53	0.54	0.54	0.53	0.52	0.53	0.52	0.52	0.53
Cr/(Cr + Al)	0.86	0.85	0.83	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86
Fe ³⁺ /Fe общ	0.36	0.36	0.35	0.37	0.35	0.36	0.37	0.38	0.37
№ анализа	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Y*	26241	26484	26942	28003	28250	28612	28983	29390	29974
TiO ₂	0.64	0.64	0.67	0.67	0.70	0.71	0.66	0.71	0.65
Al ₂ O ₃	5.88	5.78	5.78	6.05	6.08	6.08	5.73	5.89	5.75
Cr ₂ O ₃	54.24	53.68	53.98	53.98	54.31	53.40	54.70	54.31	53.56
V ₂ O ₃	0.16	0.10	0.00	0.18	0.14	0.10	0.04	0.12	0.10
FeO**	27.21	27.19	27.21	26.96	27.06	27.25	27.00	27.19	27.34
MnO	0.28	0.28	0.30	0.29	0.25	0.29	0.29	0.29	0.31
MgO	10.47	10.29	10.41	10.37	10.47	10.57	10.29	10.62	10.37
NiO	0.07	0.06	0.13	0.09	0.11	0.10	0.09	0.02	0.16
ZnO	0.06	0.07	0.04	0.11	0.03	0.08	0.02	0.05	0.08
Сумма	99.02	98.10	98.53	98.70	99.16	98.59	98.82	99.21	98.35
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	0.53	0.52	0.53	0.52
Cr/(Cr + Al)	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.85	0.86	0.86	0.86
Fe ³⁺ /Fe общ	0.38	0.38	0.38	0.37	0.37	0.39	0.36	0.38	0.39

Таблица 1. Окончание

№ анализа	28	29	30	31	32	33	34	35
Y*	30906	31333	34489	36563	36632	37746	37853	38593
TiO ₂	0.66	0.66	0.68	0.79	0.64	0.51	0.60	0.63
Al ₂ O ₃	5.67	5.79	4.86	7.28	6.88	7.96	7.03	6.86
Cr ₂ O ₃	54.07	53.84	51.17	51.07	52.64	48.07	50.42	52.09
V ₂ O ₃	0.15	0.06	0.11	0.08	0.10	0.02	0.11	0.17
FeO**	27.59	27.49	34.18	32.07	30.31	33.77	32.97	30.32
MnO	0.24	0.28	0.46	0.42	0.50	0.64	0.59	0.38
MgO	10.14	10.29	6.31	6.44	7.16	6.24	6.26	6.73
NiO	0.05	0.20	0.06	0.15	0.00	0.08	0.11	0.05
ZnO	0.02	0.07	0.09	0.17	0.14	0.13	0.14	0.16
Сумма	98.62	98.69	97.92	98.50	98.38	97.45	98.23	97.39
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.51	0.52	0.33	0.33	0.37	0.33	0.33	0.35
Cr/(Cr + Al)	0.86	0.86	0.88	0.82	0.84	0.80	0.83	0.84
Fe ³⁺ /Fe общ	0.37	0.38	0.34	0.28	0.28	0.33	0.31	0.27

Примечание. 1–29 – хромититы, 30–35 – вмещающие дуниты. Положение профиля и последовательность анализов хромшпинелидов показаны на фиг. 3. Анализы 1–29 выполнены по направлению к контакту с вмещающим дунитом, анализы 30–35 выполнены в дунитах по направлению от контакта с хромититом (фиг. 3, 4). Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100 в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Y* – приборная координатная точка анализа по профилю в микронах, FeO** – все железо в форме FeO.

закономерно ориентированных углублений округлой, октаэдрической или пластинчатой формы (фиг. 7, 8). Чаще всего среди таких вrostков отмечаются серпентин и хлорит, морфология которых подчиняется симметрии октаэдрических кристаллов хромшпинелида. Были встречены вrostки апатита и сульфидов железа и никеля. Морфология некоторых углублений напоминает кристаллы оливины или клинопироксена, но “in situ” на поверхности зерен мы их не обнаружили. Поверхность хромшпинелидов, контактирующих с пакетами слоистых силикатов в межзерновом пространстве, часто имеет параллельную штриховку (фиг. 8д, е), которая может переходить в систему тонких хромитовых пластин или вытянутых игольчатых кристаллов, вростающих в серпентин, хлорит или флогопит. Мы рассматриваем эти факты как доказательство совместного роста хромшпинелидов с листовыми силикатами, а форму поверхности как индукционную.

Дополнительным аргументом для такого заключения служат микропустоты в объеме хромититов, заполненные хлоритом, флогопитом, клинопироксеном и другими минералами, на стенках которых нарастают уплощенные скелетные и октаэдрические кристаллы хромшпинелида с многочисленными флюидными включениями (фиг. 9). Ориентировка скелетных кристаллов и пластин хромита совпадает с ориентировкой пакетов слоистых низкотемпературных силикатов. Подобные параллельно-пластинчатые сращения хромшпинелидов с листовыми силикатами наблюдаются

довольно часто как в полированных шлифах под микроскопом, так и при их изучении с применением электронного сканирующего микроскопа (фиг. 10), они являются доказательством совместного роста этих минералов. Точно такие же соотношения устанавливаются между низкотемпературными силикатами цемента руд и минералами платиновой группы.

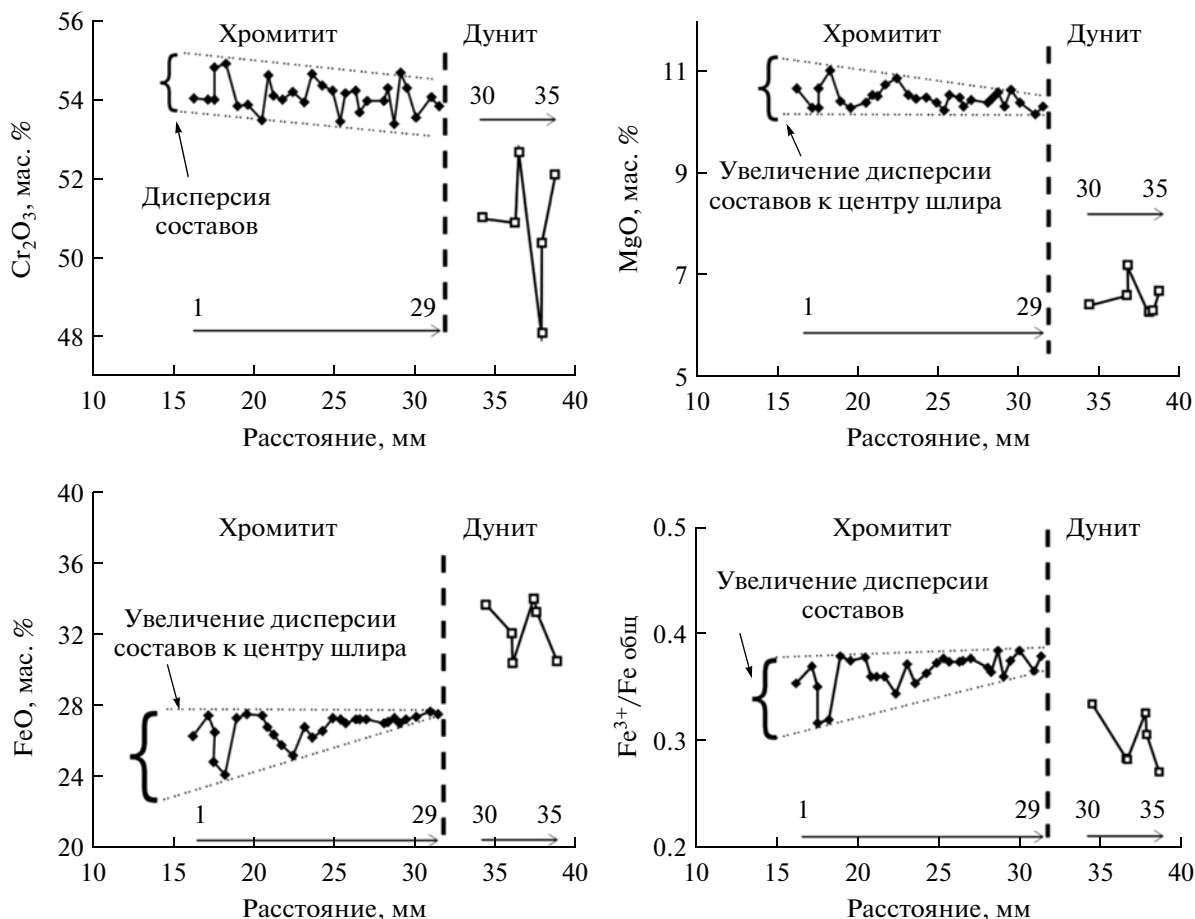
ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

Рудные хромшпинелиды Кондерского массива содержат богатый набор включений: 1) включения отдельных идиоформных зерен минералов платиновой группы или сростки таких зерен; 2) минералы платиновой группы, заполняющие пустоты в хромшпинелиде в виде негативных кристаллов; 3) мономинеральные включения идиоморфного хромистого форстерита; 3) мономинеральные включения хлорита и серпентина в виде прозрачных октаэдрических кристаллов (негативные кристаллы); 4) полиминеральные включения, состоящие из амфибола, флогопита, хромдиопсида, хлорита, серпентина, кальциево-хромистых гранатов, апатита, сульфидов и других минералов, заполняющие в разной пропорции октаэдрические или кубические пустоты в хромшпинелиде (негативные кристаллы); 5) пористые, поликристаллические агрегаты золота с субмикронными и наноразмерными индивидами, которые в тесном сращении с серпентином заполняют октаэдрические пустоты в хромшпинелиде (нега-

Таблица 2. Состав рудных хромшпинелидов из хромититов (мас. %)

№ анализа	1261					1265		
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	0.73	0.84	0.77	0.85	0.78	0.68	0.74	0.67
Al ₂ O ₃	7.61	7.77	7.41	8.41	7.64	7.18	7.12	8.68
Cr ₂ O ₃	52.67	53.58	53.11	53.06	52.86	55.75	55.7	56.43
V ₂ O ₃	0.09	0.07	0.08	0.11	0.09	0.11	0.09	0.11
FeO*	25.2	24.24	24.68	24.17	25.31	23.82	23.62	21.11
MnO	0.28	0.24	0.28	0.21	0.21	0.24	0.27	0.21
MgO	12.05	11.69	11.73	11.98	11.58	11.04	10.94	11.44
NiO	0.08	0.05	0.12	0.14	0.05	0.13	0.08	0.05
ZnO	0.11	0.12	0.08	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00
Сумма	98.82	98.6	98.27	98.93	98.53	99.00	98.61	98.74
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.59	0.57	0.58	0.58	0.57	0.55	0.54	0.56
Cr/(Cr + Al)	0.82	0.82	0.83	0.81	0.82	0.84	0.84	0.81
Fe ³⁺ /Fe общ	0.41	0.36	0.39	0.37	0.38	0.31	0.31	0.24
№ анализа	1265	1306					1314	
№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17
TiO ₂	0.65	0.60	0.63	0.62	0.59	0.61	0.93	0.88
Al ₂ O ₃	6.20	6.99	7.18	7.21	6.90	7.38	6.32	6.25
Cr ₂ O ₃	55.38	54.57	54.49	54.28	54.58	54.42	50.05	49.58
V ₂ O ₃	0.10	0.06	0.06	0.04	0.07	0.08	0.15	0.14
FeO*	24.47	24.83	25.09	25.25	25.56	24.93	29.47	30.47
MnO	0.24	0.26	0.2	0.22	0.21	0.28	0.23	0.26
MgO	11.22	11.22	10.61	10.61	10.16	10.32	10.3	10.09
NiO	0.14	0.07	0.06	0.01	0.06	0.12	0.20	0.14
ZnO	0.10	0.12	0.06	0.04	0.23	0.02	0.21	0.08
Сумма	98.5	98.72	98.39	98.28	98.36	98.16	97.86	97.89
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.56	0.56	0.53	0.53	0.51	0.52	0.52	0.51
Cr/(Cr + Al)	0.86	0.84	0.84	0.83	0.84	0.83	0.84	0.84
Fe ³⁺ /Fe общ	0.36	0.36	0.33	0.33	0.33	0.31	0.42	0.43
№ анализа	1314			1330				
№ п/п	18	19	20	21	22	23	24	25
TiO ₂	0.92	0.86	0.86	0.89	0.90	0.86	0.92	1.07
Al ₂ O ₃	6.38	6.31	6.34	5.34	5.47	5.46	5.37	5.69
Cr ₂ O ₃	50.17	50.07	49.93	50.12	50.33	49.93	50.39	46.49
V ₂ O ₃	0.13	0.16	0.14	0.08	0.08	0.07	0.06	0.06
FeO*	29.63	30.23	30.28	31.05	30.71	30.28	30.85	32.81
MnO	0.23	0.29	0.25	0.33	0.30	0.33	0.34	0.32
MgO	10.55	10.16	10.13	10.03	9.92	10.31	9.83	10.23
NiO	0.10	0.01	0.14	0.06	0.08	0.06	0.12	0.14
ZnO	0.00	0.03	0.11	0.04	0.04	0.08	0.11	0.26
Сумма	98.11	98.16	98.18	97.94	97.84	97.38	97.99	97.08
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.52	0.51	0.51	0.50	0.50	0.52	0.50	0.52
Cr/(Cr + Al)	0.84	0.84	0.84	0.86	0.86	0.86	0.86	0.85
Fe ³⁺ /Fe общ	0.42	0.42	0.42	0.44	0.42	0.44	0.43	0.49

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100 в Центре коллективного пользования "Геоаналитик" ИГТ УрО РАН. FeO* – все железо в форме FeO. 0.00 – концентрация элемента находится ниже чувствительности прибора.



Фиг. 5. Профиль изменения химического состава хромшпинелида вкост контакта хромитита 1264 и вмещающего дунита, обозначенного вертикальной штриховой линией по данным микрорентгеноспектрального анализа. Стрелкой показано направление профиля. Каждая точка соответствует анализу из табл. 1.

тивные кристаллы); 6) слабо упорядоченный углерод, заполняющий октаэдрические пустоты в хромшпинелиде (негативные кристаллы); 7) флюидные и газовой-жидкие включения октаэдрической формы. Из этого списка главной новостью является обнаружение октаэдрических углеродных, флюидных или газовой-жидких включений, с которых мы и начнем рассмотрение, поскольку они могут иметь отношение и к образованию других типов включений.

Флюидные и углерод-содержащие включения в хромшпинелидах

Хромшпинелиды из всех изученных нами хромитов Кондерского массива содержат включения октаэдрической формы, размером от 15–20 мкм до долей микрона. Чаще всего они заполнены флюидом, реже твердым веществом. Их количество сильно варьирует и может составлять от нескольких десятков до нескольких сотен в одном зерне хромшпинелида. Они хорошо заметны на

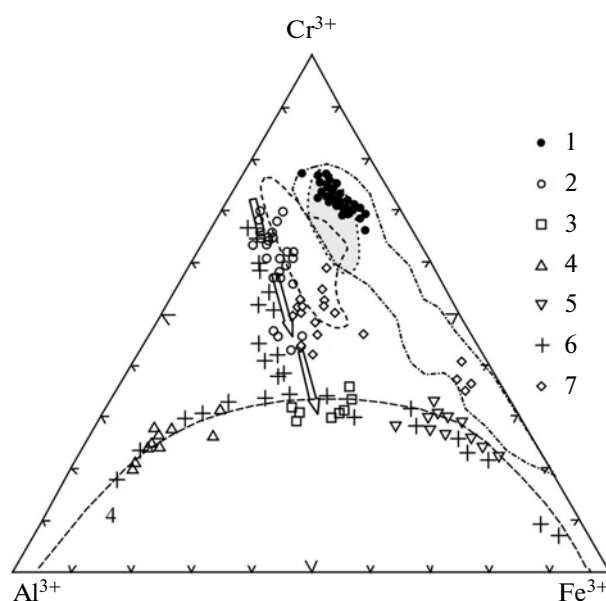
сколах зерен хромита (фиг. 8д–е, 11а) и при просмотре в проходящем свете тонких участков шлифов (фиг. 9), поскольку кондерские хромшпинелиды непрозрачны и просвечивают под микроскопом только в очень тонких срезах. Включения также хорошо видны в полированных препаратах в отраженном свете (фиг. 4), когда поверхность зерен хромшпинелидов испещрена темными точками, иногда собранными в цепочки, проходящими через зерна хромита в разных направлениях. Такие аншлифы производят ошибочное впечатление плохо отполированных. Средний размер включений составляет 2–4 мкм, и нередко они собраны в шлейфы, пронизывающие насквозь зерна хромшпинелидов (фиг. 11б). В отдельных включениях четко просматривается газовый пузырек и поверхность фазового раздела. Специальных исследований по определению состава флюидной фазы мы не проводили. Из-за значительной разницы в показателях преломления хромшпинелида и вещества, заполняющего октаэдрические пусто-

ты (жидкость или газ), изучение их под микроскопом затруднительно.

С применением сканирующего электронного микроскопа были изучены сколы зерен хромшпинелидов. Установлено, что большинство таких включений на поверхности сколов представлены октаэдрическими пустотами — негативными кристаллами (фиг. 11а). Поверхности пустотелых октаэдров обычно гладкие, редко на них нарастают уплощенные микролиты хромшпинелида. Ориентировка осей негативных кристаллов совпадает с осями октаэдра минерала-хозяина, однако цепочки пустот могут быть ориентированы произвольно по отношению к кристаллографическим направлениям хромшпинелида и нередко имеют криволинейную геометрию. Они не связаны с какими-либо дефектами или трещинами в хромшпинелиде и могут располагаться в монокристаллической области минерала. Напротив, поздние трещины иногда наследуют направления, заданные цепочками негативных кристаллов.

При детальном исследовании на сколах хромшпинелидов иногда удается обнаружить не пустоты, а твердые октаэдрические включения. Чаще всего эти октаэдры сложены серпентином и хлоритом (фиг. 12а). Состав минералов идентичен серпентину и хлориту из полиминеральных включений и из цемента хромититов. Присутствие таких октаэдров хлорита и серпентина отмечалось и ранее (Дмитренко, Мочалов, 1989). Один из таких октаэдров размером 60 микрон, сложенный бесцветным прозрачным хлоритом, нам удалось извлечь из хромшпинелида (фиг. 12б).

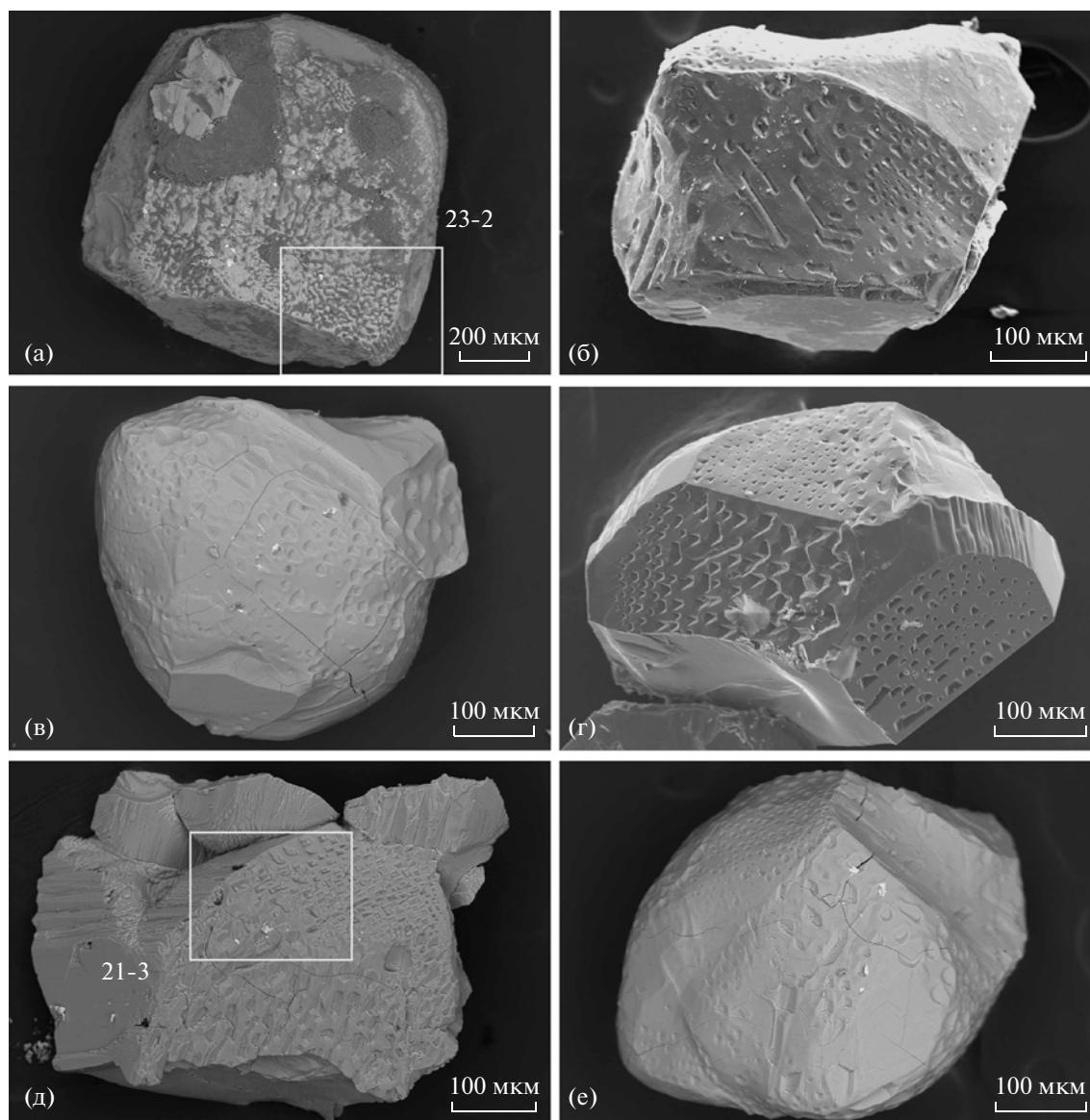
Уникальной особенностью рудных хромшпинелидов Кондерского массива является наличие октаэдрических включений слабо упорядоченного углеродистого вещества (фиг. 12в, г). Средний размер включений 1–5 мкм, но иногда встречаются индивиды до 20 микрон. Углеродный состав включений был подтвержден изучением на электронном сканирующем микроскопе с ЭДС-проставкой и на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100, специально откалиброванном на углеродных стандартах с учетом углеродного напыления. Влияние углеродного напыления при определении состава хромшпинелидов выражается в добавке к анализам от 3 до 6 мас. % С (табл. 3, ан. 6 и 7). При изучении углеродистых включений, размер которых составил от 1 до 3 микрон, происходил захват хромитовой матрицы, что отражается в присутствии в анализах “хромитовых компонентов” (Al, Cr, Ti, Fe, Mg) в соответствующих пропорциях. Пересчет этих элементов на окислы (хромшпинелид) и добавка к ним измеренного углерода приводит к получению практически 100% анализов (табл. 3). Других компонентов во включениях выявлено не было, что дает основание считать их чисто углеродными.



Фиг. 6. Диаграмма Al^{3+} – Cr^{3+} – Fe^{3+} с вынесенными химическими составами хромшпинелидов массива Кондер и других платиноносных комплексов.

1 — состав рудных хромшпинелидов Кондерского массива; 2–5 — Уктусский массив (Пушкарев, 2000₁): 2 — рудные и акцессорные хромшпинелиды, 3 — гиперсольвусные ферриалюмохромиты; 4–5 — фазы распада твердого раствора: 4 — хромпикотит, 5 — хромтитаномagnetит; 6 — гиперсольвусные хромшпинелиды и продукты их распада из пластовых тел дунитов Кытлымского массива Платиноносного пояса Урала (ППУ) (Пушкарев, 2000₂); 7 — хромшпинелиды из дунитов комплекса Гудньюз Бэй, Аляска (Bird, Clark, 1976). Поля: 1 — акцессорные хромшпинелиды дунитов Кондерского массива (Приходько, Пономарев, 1990), 2 — акцессорные хромшпинелиды из дунитов ППУ разной степени перекристаллизации (Иванов, Рудашевский, 1987), 3 — хромшпинелиды из платиноносных хромититов ППУ (Волченко и др., 2007; Пушкарев и др., 2007), 4 — поверхность сольвуса для хромшпинелидов из дунитов Уктусского массива и ППУ. Стрелками показано направление магматической эволюции хромшпинелидов, связанное с оливин-клинопироксеновым фракционированием (Sheel *et al.*, 2008).

Заверка этих данных была проведена с использованием Рамановского лазерного микроанализатора (фиг. 13). Были изучены как вскрытые, так и не вскрытые включения. Последние представляют наибольший интерес, поскольку исключают любое техногенное вмешательство в состав и свойства включений. Паразитные спектры хромшпинелида, возникающие при анализе, не мешают идентификации состава включений, так как находятся в другом волновом диапазоне. Невскрытые включения были изучены на Рамановском лазерном микроанализаторе Renishaw inVia Raman в Университете Тасмании. При воздействии лазером большинство включений взрыва-

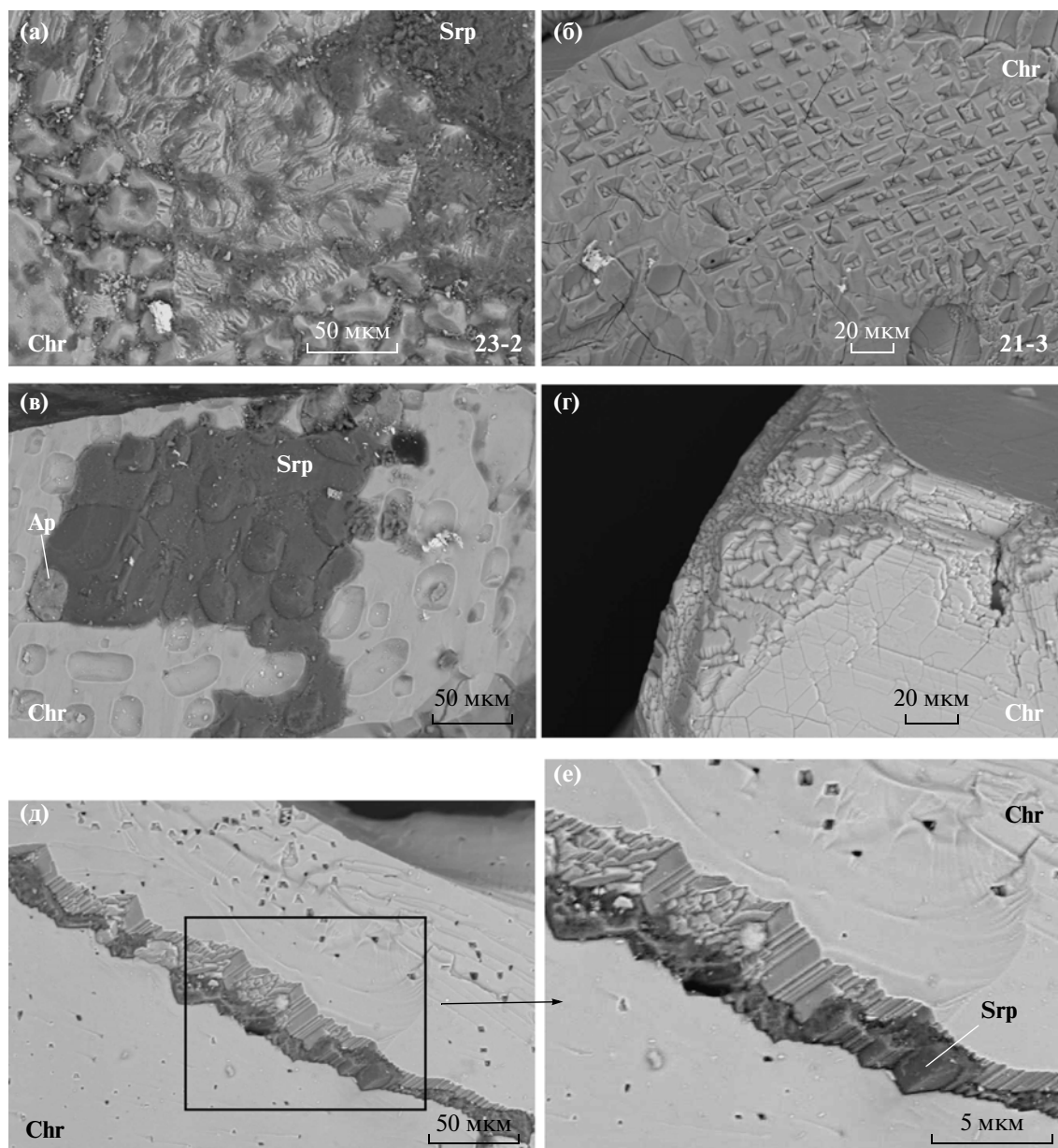


Фиг. 7. Морфология кристаллов хромшпинелидов из платиноносных хромитов Кондерского массива (образцы 1264 и 1265). Кристаллы имеют кривогранную округлую морфологию с закругленными ребрами и вершинами. Хорошо проявлена скульптура поверхностей и граней кристаллов, которая выражается в формировании скелетных или дендритных форм, либо в наличии углублений, связанных с вращением в хромшпинелид минералов цемента хромитов (индукционные поверхности совместного роста). Кристаллы “а”, “б” извлечены из протоочки, зерна “в–г” после травления “царской водкой” для удаления силикатных вростков. Увеличенные изображения участков 23-2 и 21-3 представлены на фиг. 8. Изображения в обратно-рассеянных (BES) и вторичных электронах (SEI).

лось, что указывает на флюидный состав включений либо на дегазацию серпентиновых включений. Это происходило, когда толщина перекрывающего хромшпинелида составляла менее 3 микрон. В случаях, когда толщина перекрывающего хромшпинелида превосходила 6–7 микрон, практически не удавалось получить сигнал от включений. И только в интервале этих значений эксперимент проходил удачно.

Было замечено, что с увеличением времени экспозиции не только растёт интенсивность сиг-

нала, но и существенно улучшается форма спектра (фиг. 13а). Этот факт может свидетельствовать об усилении кристалличности углеродистого вещества под действием лазера, но это предположение требует дополнительной проверки. В целом полученные спектры подтверждают, что во включениях присутствует углеродистое графитоподобное вещество в слабо упорядоченном состоянии, о чем говорит наличие двух пиков: D-пик (разупорядоченное) и О-пик (упорядоченное) (Luque *et al.*, 1998; Pasteris, Wopenka, 1991; Wopen-

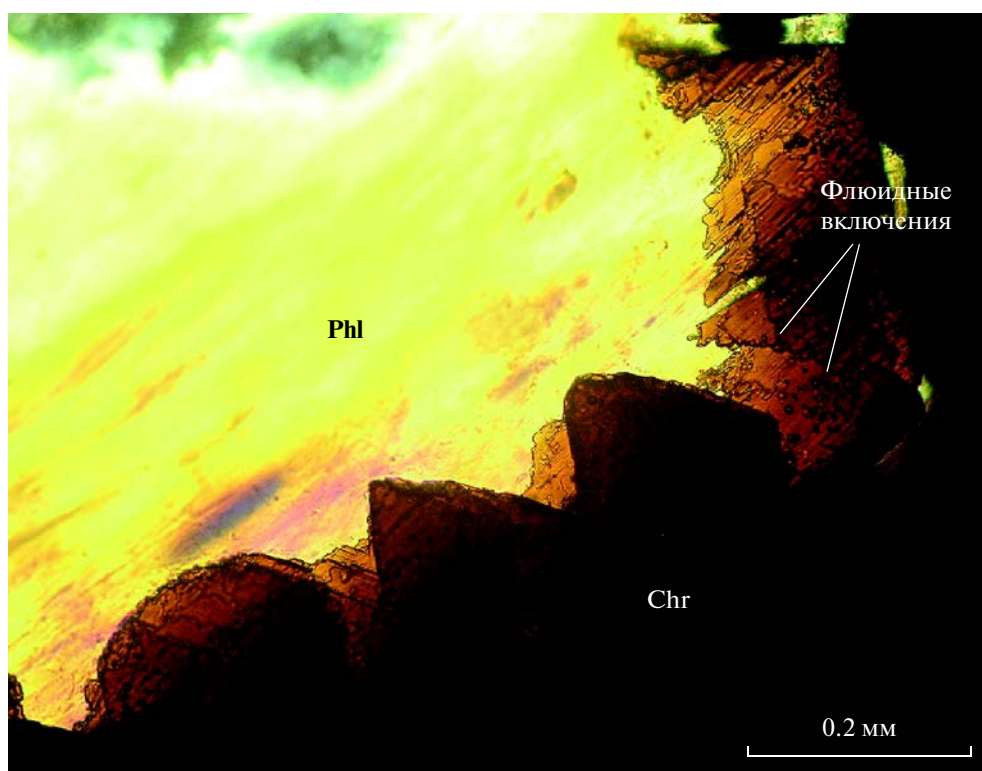


Фиг. 8. Морфология и детали скульптуры поверхностей зерен хромшпинелида (Chr).

а – увеличенный фрагмент кристалла “а”, фиг. 7. Микрокристаллиты хромшпинелида, завершающие кристаллизацию более крупного зерна, слагают участки дендритного роста и срastaются с серпентином (Srp); б – увеличенный фрагмент кристалла “д”, фиг. 7. Поверхность хромшпинелида испещрена октаэдрическими углублениями, которые были заполнены серпентином, в – индукционные поверхности срastаний хромшпинелида с серпентином и апатитом (Ap), г – край кристалла хромшпинелида, переходящий к скелетному росту; д – межзерновое пространство между двумя зернами хромшпинелида, заполненное серпентином с хорошо проявленной параллельной штриховкой на зернах хромшпинелида; е – увеличенный фрагмент предыдущей фотографии, на которой видно, что ориентировка пластин хромшпинелида совпадает с ориентировкой пакетов серпентина. Темные точки в хромшпинелиде – полости от флюидных включений. Изображения в обратно-рассеянных (BES) электронах.

ка, Pasteris, 1993). Спектры, снятые с открытых включений на Рамановском лазерном микроанализаторе Renishaw 1000 (ИВТЭХ УрО РАН), отражают еще менее упорядоченное состояние углеродистого вещества (фиг. 136), близкое к аморфному углероду. Для сравнения на этом рисунке помещены спектры упорядоченного графита и

слабо упорядоченного углеродистого вещества из пород низких ступеней метаморфизма (Pasteris, Wopenka, 1991). Присутствие углеродистого вещества и карбидов в кондерских хромититах отмечалось и ранее (Петрология и платиноносность..., 1994), без обсуждения их взаимоотношений с хромшпинелидом. Однако никто из исследовате-



Фиг. 9. Микрополость в хромитите, на стенках которой нарастают пластинчатые октаэдрические и скелетные кристаллы хромшпинелида (Chr) с многочисленными флюидными включениями. Полость заполнена флогопитом (Phl), а также хлоритом и хромдиопсидом, которые не попали в поле зрения. Скелетные кристаллы хромшпинелида вырастают в флогопит и имеют с ним общую ориентировку пластин. Проходящий поляризованный свет.

лей не указывал, что рудные хромшпинелиды содержат такое большое количество флюидных и углеродсодержащих включений, которые здесь описаны впервые. Похожие флюидные включения были описаны Ф. Мельче с соавторами в хромитовых рудах Кемпирсайского офиолитового массива на Урале, которые тоже содержат включения углеродистого вещества (Melcher *et al.*, 1994; 1997).

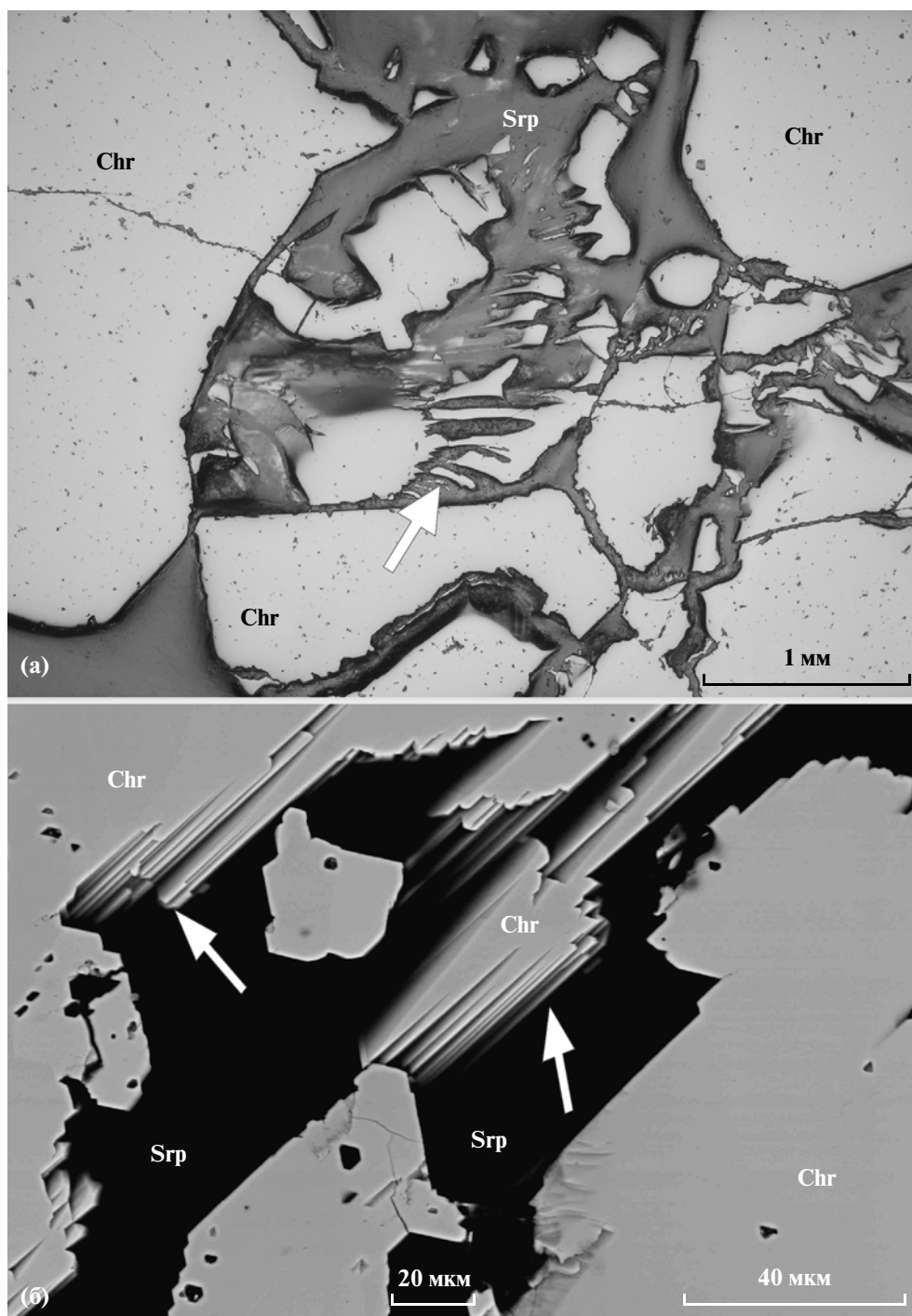
Включения золота

Природные сплавы золота с серебром, медью, палладием и другими элементами являются типичными для платиновых россыпей бассейна реки Кондер (Петрология и платиноносность..., 1994; Mochalov, Khoroshilova, 1998). Нередко они срastaются с минералами платиновой группы и сульфидами, в том числе обрастая макрокристал-

Таблица 3. Состав углеродных включений в рудном хромшпинелиде

Компоненты	1264						
	1	2	3	4	5	6	7
C*	55.20	64.15	68.51	76.51	65.39	3.62	6.43
TiO ₂ **	0.28	0.22	0.15	0.13	0.23	0.68	0.65
Cr ₂ O ₃	31.51	21.72	22.40	14.42	13.83	50.74	50.69
Al ₂ O ₃	0.66	0.36	0.19	0.77	2.42	5.99	5.97
FeO	11.12	9.09	4.57	6.01	6.84	26.07	25.90
MgO	0.00	0.71	0.25	1.36	3.77	11.25	10.89
Сумма	98.77	96.26	96.06	99.22	92.47	98.36	100.54

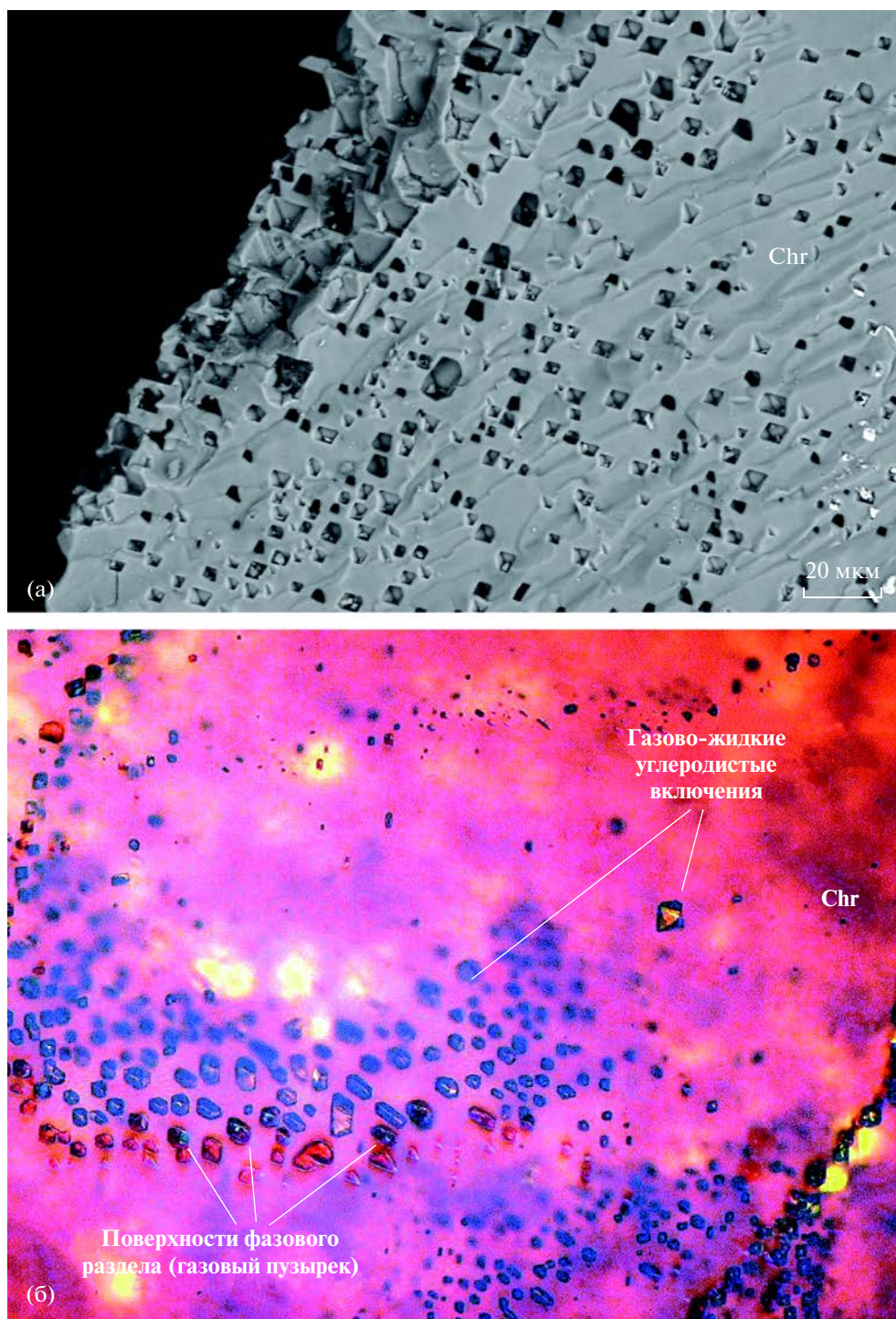
Примечание. 1–5 – углеродные включения, 6–7 – хромшпинелид. Углерод в хромшпинелиде появляется за счет влияния углеродного напыления. C* – содержание углерода, измеренное в вес. % элемента. TiO₂** – содержания хромшпинелевых компонентов, пересчитанные на окислы.



Фиг. 10. Срастания пластинчатых и остроугольных зерен хромшпинелида с серпентином цемента руд (показаны стрелкой). Микрофотографии в отраженном свете (а) и полученные на электронном сканирующем микроскопе в режиме обратно-рассеянных электронов (б).

лы железистой платины (Shcheka *et al.*, 2004, Nekrasov *et al.*, 2005). Золото было обнаружено нами в виде октаэдрических включений в рудном хромшпинелиде (фиг. 12д, е), рядом с пустотами от вскрытых флюидных включений аналогичной морфологии. Золото представлено микрокри-

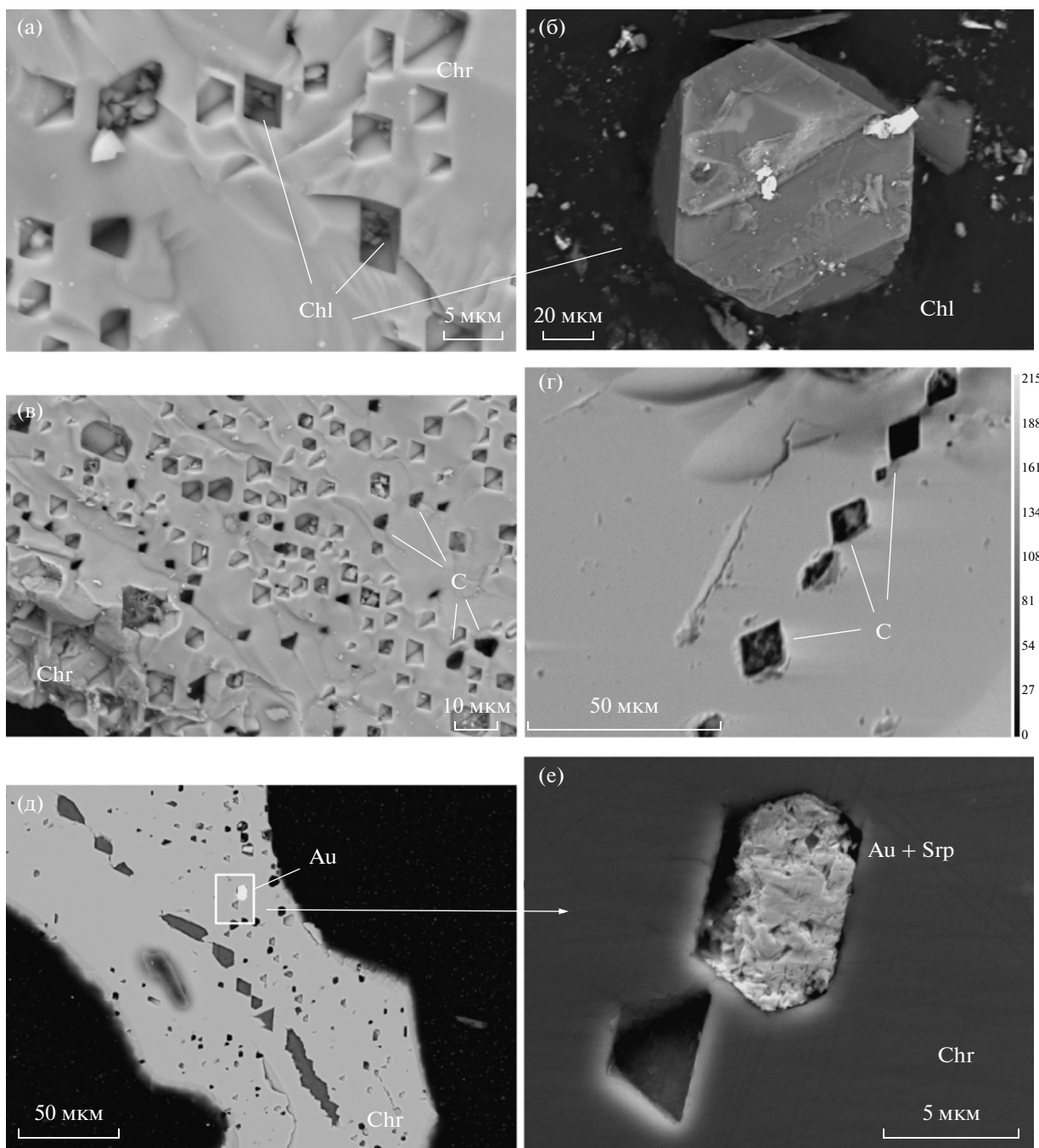
сталлическими агрегатами, промежутки между которыми заполнены серпентином. Размер агрегатов определяется пустотами, которые они заполняют, и в среднем составляет 3–4 микрона. Золото (Au 85–86 мас. %) содержит примеси серебра до 9 мас. % и меди до 2 мас. % и соответству-



Фиг. 11. Скол зерна хромшпинелида, насыщенного вскрытыми октаэдрическими пустотами. Часть включений заполнена непросвечивающими в проходящем свете серпентином и углеродистым веществом. Другие включения содержат газовый пузырек и имеют поверхность фазового раздела (газово-жидкие включения). Изображение в обратно-рассеянных электронах (а) и проходящем свете (б).

ет составам, известным в массиве Кондер. Мы не наблюдаем дефектов в хромшпинелиде, трещин или других признаков, указывающих на связь включений золота с внешним источником, поэто-

му предполагаем, что все компоненты этих включений первоначально были захвачены кристаллизующимся хромшпинелидом и лишь потом отлагались в октаэдрических пустотах в оксиде.



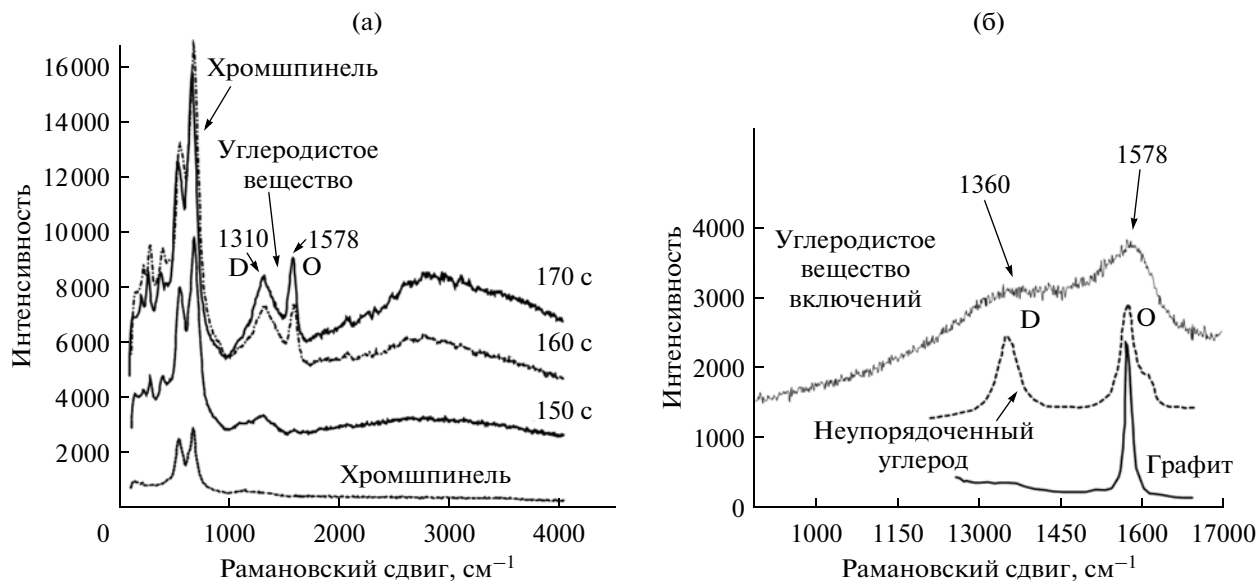
Фиг. 12. Типы включений в рудном хромшпинелиде Кондерского массива.

а — октаэдрические включения хлорита; б — извлеченный из хромшпинелида бесцветный, прозрачный октаэдр хлорита размером около 60 микрон; в — мелкие октаэдрические включения углеродного вещества размером 2–3 микрона на сколе хромшпинелида; г — крупные октаэдрические включения углеродистого вещества размером около 20 микрон, в полированном шлифе хромитита. Рамановский спектр этих включений приведен на фиг. 13б, д–е. Октаэдрическая полость в хромшпинелиде, заполненная золотом в сростании с серпентином. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Мономинеральные и полиминеральные силикатные включения в рудных хромшпинелидах

Такие включения встречаются реже, чем флюидные. Строение и минеральный состав типичных включений показаны на фиг. 14. Мономинеральные

октаэдрические включения серпентина и хлорита (негативные кристаллы), которые часто встречаются в рудном хромшпинелиде и по составу идентичны этим минералам в цементе хромититов, мы рассматривать не будем. Более инфор-



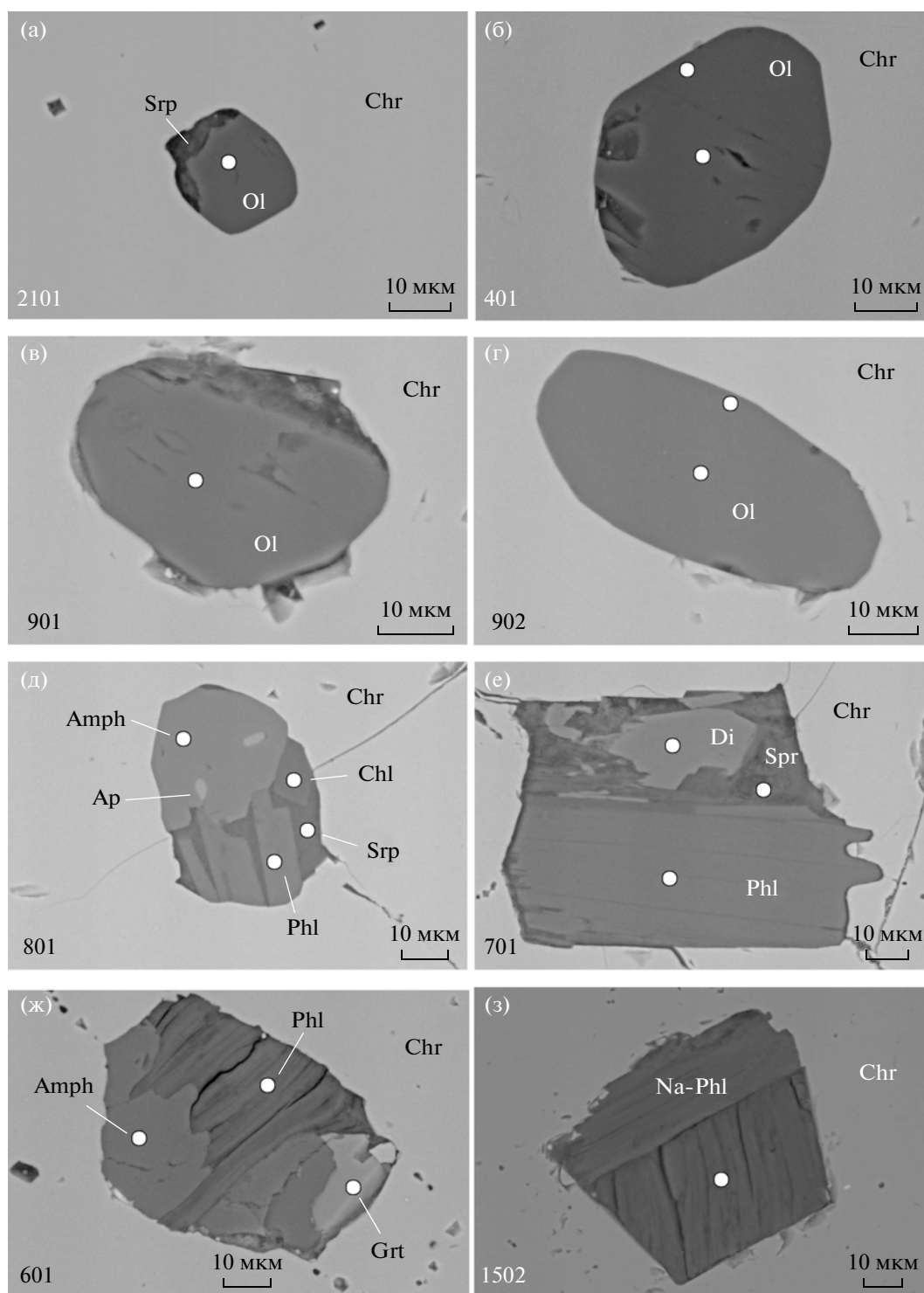
Фиг. 13. Рамановские спектры углеродистого вещества из включений в хромшпинелиде.

а — последовательная серия из трех спектров, снятая по не вскрытому включению в хромшпинелиде с интервалом в 10 с, показывает улучшение спектральных характеристик со временем. Для сравнения приведен спектр хромшпинелида без включений. Пик D характеризует структурно разупорядоченный углерод, пик O соответствует упорядоченному углероду (Pasteris, Wopenka, 1991); б — рамановский спектр слабо упорядоченного углеродистого вещества из вскрытых включений (фиг. 12г). Для сравнения приведены спектры графита и слабо упорядоченного углеродистого вещества из пород низких ступеней метаморфизма (Pasteris, Wopenka, 1991).

мативными для интерпретации генезиса платиноносных хромитов являются включения высокохромистого форстерита (фиг. 14а–г). Форстерит ни разу не был обнаружен в составе полиминеральных включений. Он всегда образует кристаллы собственной морфологии, которые не подчиняются кубической симметрии хромшпинелида-хозяина. Это является доказательством того, что форстерит существовал к моменту начала кристаллизации хромшпинелида и захватывался им в виде твердофазных включений. Средний размер кристаллов 20–50 мкм, но иногда встречаются зерна до 100–150 микрон. Более крупных включений обнаружено не было.

Состав форстерита характеризуется экстремально низкой железистостью (табл. 4, 5). Средняя величина отношения $Fe/(Fe + Mg) = 0.04$. Иногда она опускается до 0.03 и редко поднимается до 0.05. Главной особенностью форстерита включений является необычно высокое содержание хрома, в среднем 0.6–0.8 мас. % в пересчете на Cr_2O_3 . Было установлено, что содержания хрома и магния несколько повышаются от центра включений к краю, а содержания железа с приближением к хромшпинелиду понижаются (табл. 4). Подобная отрицательная корреляция железа и хрома в зональных форстеритах характерна и для платиноносных хромитов Урала (Пушкарев и др., 2007; Морозова, Пушкарев, 2014) и может служить основанием, чтобы считать эту зональность

естественной, а не наведенной в связи с захватом хромитовой матрицы при микроанализе. Более того, для каждого из массивов устанавливается свой уровень содержания хрома в форстеритах. Например, при одном и том же содержании железа в оливине форстериты Нижнетагильского массива являются менее хромистыми, чем Кондерские или Кытлымские (фиг. 15). При этом рудные хромшпинелиды Кытлымского массива существенно менее хромистые и более железистые, чем Кондерские. Следовательно, простого объяснения этому эмпирическому факту пока нет, что требует проведения дополнительных исследований, в том числе и с определением валентного состояния хрома, входящего в оливин. Аналогичная зональность по Fe, Mg и Cr была установлена ранее в форстеритах из офиолитовых хромитов и, по-видимому, является универсальной (Lehmann, 1983). Зональность во вмещающем хромите не установлена, что говорит о том, что зональность в оливине не является продуктом обменных реакций или субсолидусного переуравновешивания (Roeder *et al.*, 1979). Учитывая большую скорость диффузии Fe и Mg в оливине и между оливином и хромшпинелидом при высоких температурах (Авдонцев, 1986; Lehmann, 1983), трудно объяснить причину сохранения такой зональности, если только захват форстерита не происходил при низких температурах, когда скорость диффузии была незначительна. Косвенным подтверждением этому предположению может служить иной состав



Фиг. 14. Минеральные включения в хромшпинелиде массива Кондер (образец 1264).

а–г – мономинеральные включения Cr-содержащего форстерита, обладающие идиоморфной кристаллографической формой; д–з – полиминеральные включения в хромшпинелиде. Номера фотографий слева в углу соответствуют номерам фотографий в табл. 4, а точками показано положение микрозондовых анализов. Chr – хромшпинелид, Ol – оливин, Di – хромдиопсид, Amph – амфибол, Ap – апатит, Phl – флогопит, Na-Phl – натровый флогопит (аспидолит), Srp – серпентин, Chl – хлорит, Grt – титан-хром-кальцевый гранат. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

Таблица 4. Состав минералов мономинеральных и полиминеральных включений в хромшпинелиде из платиноносных хромититов 1264

№ фото*	2101	401	902		801		
Минерал	Ол	Ол	Ол (ц)	Ол (к)	Ам	Фл	Сerp
SiO ₂	42.28	42.03	42.17	42.22	46.12	40.86	40.39
TiO ₂	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.52	0.27	0.10
Al ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	7.65	12.36	0.23
Cr ₂ O ₃	0.88	1.09	0.80	1.05	2.25	1.76	3.87
FeO**	3.72	3.64	3.99	3.60	2.24	1.68	3.8
MnO	0.03	0.01	0.1	0.11	0.04	0.06	0.04
MgO	53.48	54.11	53.29	53.57	19.53	28.66	38.42
NiO	0.28	Н.о.	0.25	0.18	0.05	0.13	0.04
CaO	0.04	0.03	0.04	0.03	14.21	0.01	0.05
Na ₂ O	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.2	0.77	0.01
K ₂ O	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.38	8.26	0.03
F	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.00	0.02	0.00
Сумма	100.71	100.91	100.65	100.77	96.19	94.84	86.98
Fe/(Fe + Mg)	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.03	0.06
№ фото	801	601		701			1502
Минерал	Хл	Фл	Ам	Гр	Фл	Кп	На-Фл
SiO ₂	29.05	41.02	46.58	33.24	41.29	54.46	42.48
TiO ₂	0.00	0.42	0.5	3.12	0.45	0.18	0.61
Al ₂ O ₃	18.77	14.24	8.49	5.84	1.51	0.58	13.94
Cr ₂ O ₃	6.27	2.15	2.21	14.28	13.47	0.46	2.15
FeO**	1.26	1.23	2.25	5.02	1.31	0.99	1.49
MnO	0.00	0.09	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00
MgO	31.04	27.08	20.81	0.23	26.59	18.28	27.46
NiO	0.10	0.09	0.02	0.02	Н.о.	Н.о.	0.12
CaO	0.03	0.17	12.93	34.9	0.01	24.87	0.08
Na ₂ O	0.06	0.71	3.38	0.07	1.75	0.43	5.79
K ₂ O	0.02	7.27	0.22	0.02	7.48	0.02	1.34
F	0.15	0.09	0.09	0.29	Н.о.	Н.о.	0.12
Сумма	86.76	94.56	97.48	97.08	93.87	100.28	95.58
Fe/(Fe + Mg)	0.02	0.02	0.06	0.92	0.03	0.03	0.03

Примечание. № фото* — номер фотографий на фиг. 14, выполненных в режиме обратно-рассеянных электронов с положением точек анализов минералов. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100 в Центре коллективного пользования "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН. Ол — оливин, Ол (ц) — центр зерна оливина, Ол (к) — край зерна оливина, Ам — амфибол, Фл — флогопит, На-Фл — натровый флогопит или аспидолит, Серп — серпентин, Хл — хлорит, Гр — гранат, Кп — клинопироксен. Н.о. — элемент не определялся. 0.00 — концентрация элемента находится ниже чувствительности прибора. FeO** — все железо в виде FeO.

форстерита из цемента хромититов, который обладает несколько более высокой железнистостью 0.05–0.06 (табл. 5, фиг. 15) и не содержит хрома, хотя располагается между зернами хромшпинелида, практически в такой же ситуации, как и включения. Хромититы не оказывают никакого влияния и на контактирующие с ними дуниты, в которых оливин, расположенный непосредственно в зоне контакта, сохраняет железнистость 0.08–0.10.

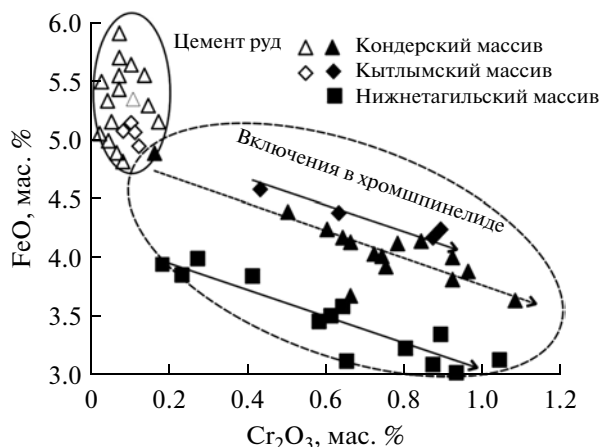
Полиминеральные включения, размер которых варьирует от 10 до 100 микрон, представлены в основном негативными кристаллами октаэдрического габитуса или более сложной морфологии, заполненными хромдиопсидом, амфиболом, хромкальциевыми гранатами, флогопитом, хлоритом, серпентином, апатитом, сульфидами и другими

минералами в разной пропорции (фиг. 14д–з). Химический состав отдельных минералов приведен в табл. 4. Все без исключения железо-магнєвые силикаты характеризуются низкой железнистостью и высокими содержаниями хрома. Флогопиты в качестве изоморфной примеси постоянно содержат натрия до 2 мас. % Na₂O. Встречаются высоконатровые флогопиты (>5 мас. % Na₂O), которые можно классифицировать как аспидолиты. Флогопит включений образует совместные прорастания с хромшпинелидом-хозяином (фиг. 14е). Амфиболы относятся к низкотитанистым магнезиальным роговым обманкам, температура образования которых не превышает уровня, типичного для условий эпидот-амфиболитовой фации. В сростаниях с амфиболом и флогопитом отмечаются апатит и ти-

Таблица 5. Состав оливина из включений в хромшпинелиде хромититов 1261 и 1264 и из цемента руд (мас. %)

№ пробы	1264							
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	41.92	41.88	42.19	42.52	41.75	42.40	42.06	41.88
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.85
FeO*	5.49	5.6	5.49	5.48	8.10	4.91	5.61	3.92
MnO	0.06	0.09	0.05	0.07	0.12	0.11	0.12	0.11
MgO	51.53	51.48	51.39	51.95	49.26	52.14	51.81	53.26
CaO	0.04	0.07	0.05	0.06	0.13	0.07	0.05	0.02
NiO	0.33	0.35	0.23	0.36	0.23	0.32	0.28	0.22
Сумма	99.4	99.47	99.40	100.47	99.64	99.98	99.93	100.33
Fe/(Fe + Mg)	0.06	0.06	0.06	0.05	0.08	0.05	0.06	0.04
№ пробы	1264							
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	42.18	42.07	42.5	42.04	42.28	42.14	41.77	41.44
Cr ₂ O ₃	0.51	0.6	0.92	0.21	0.55	0.94	0.71	0.08
FeO*	3.06	4.04	3.68	4.83	4.11	3.68	4.12	5.72
MnO	0.04	0.07	0	0.02	0.11	0.12	0.07	0.11
MgO	53.8	52.63	53.04	52.5	52.82	53.3	53.36	52.01
CaO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04
NiO	0.26	0.26	0.24	0.24	0.26	0.27	0.19	Н.о.
Сумма	100	99.74	100.43	99.91	100.17	100.54	100.3	99.45
Fe/(Fe + Mg)	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06
№ пробы	1261							
№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	41.31	41.90	41.27	41.25	41.42	41.79	41.41	41.51
Cr ₂ O ₃	0.05	0.06	0.18	0.11	0.08	0.83	0.85	0.67
FeO*	5.35	5.17	5.17	5.66	5.93	4.09	4.15	4.14
MnO	0.11	0.15	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.05
MgO	52.56	53.14	52.62	52.39	51.67	54.13	54.28	54.24
CaO	0.05	0.06	0.06	0.05	0.04	0.06	0.08	0.06
NiO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Сумма	99.44	100.50	99.31	99.52	99.21	100.90	100.80	100.67
Fe/(Fe + Mg)	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04
№ пробы	1261							
№ п/п	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	41.71	41.40	41.60	41.51	41.70	41.46	41.47	41.59
Cr ₂ O ₃	0.79	0.75	1.02	0.65	0.73	0.51	0.21	0.77
FeO*	4.13	4.02	3.73	4.18	4.04	4.40	5.26	4.11
MnO	0.00	0.05	0.00	0.01	0.01	0.07	0.14	0.00
MgO	53.91	53.57	54.56	53.32	54.01	53.32	52.61	53.79
CaO	0.06	0.04	0.03	0.07	0.05	0.08	0.03	0.07
NiO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Сумма	100.60	99.83	100.94	99.74	100.54	99.84	99.72	100.33
Fe/(Fe + Mg)	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04

Примечание. 1–7, 16–21 – оливины из цемента хромититов, 8–15, 22–32 – оливины из мономинеральных включений в рудном хромшпинелиде. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100 в ЦКП “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН. FeO* – все железо в виде FeO. Н.о. – элемент не определялся. 0.00 – концентрация элемента ниже чувствительности прибора.



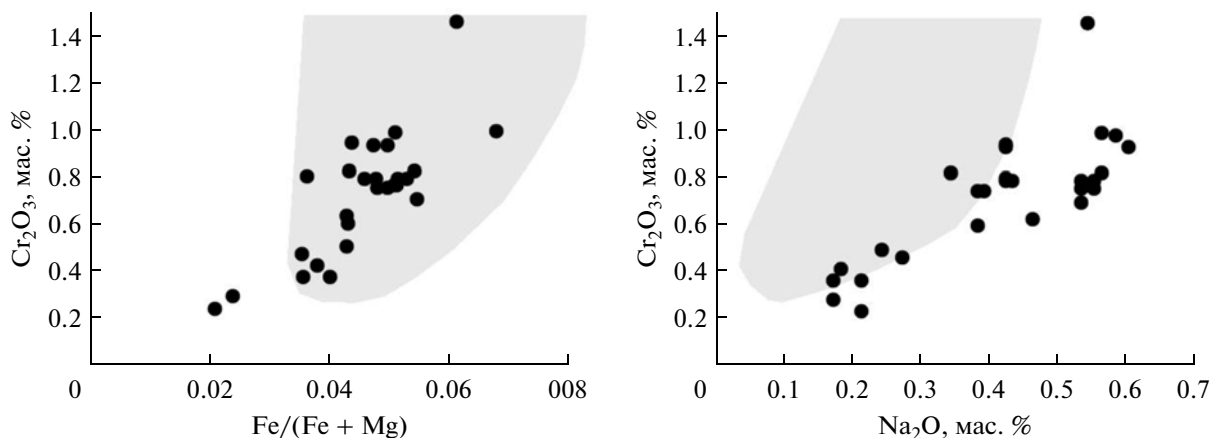
Фиг. 15. Диаграмма FeO—Cr₂O₃ для составов оливинов из включений в рудном хромшпинелиде и из цемента руд. Залитыми значками показаны включения хромистого форстерита в хромшпинелидах Кондерского, Нижнетагильского и Кытлымского массивов ППУ (Морозова, Пушкарев, 2014; Пушкарев и др., 2007). Незалитыми значками показаны форстериты из цемента руд. Стрелками показано направление изменения состава форстеритов включений от центра зерна к краю, к контакту с вмещающим хромшпинелидом.

тансодержащий хром-кальцевый гранат уваровит-андрадитового ряда, типичный для скарнов (фиг. 14ж). Составы хромдиопсида и флогопита из полиминеральных включений практически совпадают с составами этих минералов из силикатного цемента хромититов (табл. 4, 6, 7). Железистость хромдиопсида варьирует в интервале 0.02–0.07, а содержания окиси хрома от 0.2 до 1.2 мас. % Cr₂O₃ (фиг. 16). Интересной особенностью хромдиопсидов из хромититов является повышенное содержание натрия, достигающее 0.6%. Фиксируется четкая положительная корреляция

между содержаниями натрия и хрома, а также железистостью, что может быть связано с изоморфизмом в системе диопсид—эгирин—космохлор (Резницкий и др., 2011). Хромдиопсиды из уральских платиноносных хромититов обладают такой же положительной корреляцией натрия и хрома (фиг. 16). Этот тренд противоположен направлению эволюции клинопироксенов от дунитов к клинопироксенитам, где содержания натрия и хрома связаны отрицательной зависимостью и, скорее всего, отражает специфику рудного процесса, в том числе его высокую щелочность. Состав минералов, которые образуют включения в рудном хромшпинелиде или цементе хромититов, идентичен составу этих же минералов, образующих включения в минералах платиновых металлов (Рудашевский и др., 1982) интерстициальной ассоциации, что свидетельствует об унаследованности условий и химизма рудообразующей среды от начального этапа хромитообразования до завершающей стадии формирования минералов платиновой группы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация генезиса обогащенных платиноидами хромититов в комплексах Урало-Аляскинского типа в основном базируется на изучении состава рудного хромшпинелида и минералов платиновой группы (Волченко и др., 2007; Орлова и др., 1981). Составы сопутствующих силикатов из цемента хромититов или из включений в хромшпинелидах или в платиноидах изучаются реже и используются обычно для констатации того факта, что они отражают участие флюида и щелочей в процессе рудообразования (Дмитренко, Мочалов, 1989; Мочалов, Бортников, 2008; Рудашевский и др., 1982; Auge *et al.*, 2005; Johan, 2006). Высокие содержания хрома и



Фиг. 16. Химические составы хромдиопсида из хромититов Кондерского массива на диаграммах Fe/(Fe + Mg)—Cr₂O₃ (а) и Na₂O—Cr₂O₃ (б). Серое поле — хромдиопсид из платиноносных хромититов Урала (Пушкарев и др., 2007 и неопубликованные данные).

Таблица 6. Химический состав хромдиопсидов из цемента платиноносных хромититов и интерстиций дунитов (мас. %)

№ пробы	1264							
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54.92	55.10	55.01	55.74	54.89	55.08	54.87	55.59
TiO ₂	0.15	0.16	0.16	0.08	0.09	0.17	0.14	0.05
Al ₂ O ₃	0.77	0.65	0.67	0.40	0.48	0.73	0.70	0.16
Cr ₂ O ₃	0.79	0.82	0.80	0.93	0.60	0.79	0.70	0.42
FeO*	1.70	1.38	1.14	1.54	1.38	1.53	1.76	1.30
MnO	0.05	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.05	0.05
MgO	16.78	16.89	16.81	17.11	16.95	16.88	16.81	18.22
CaO	25.18	25.31	25.25	24.13	25.40	24.79	24.84	24.51
Na ₂ O	0.43	0.34	0.42	0.60	0.38	0.53	0.53	0.18
Сумма	100.77	100.66	100.26	100.55	100.19	100.53	100.40	100.48
Fe/(Fe + Mg)	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04
№ пробы	1264							
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	54.95	55.10	54.86	55.03	55.64	54.60	55.41	54.62
TiO ₂	0.17	0.19	0.17	0.15	0.03	0.18	0.10	0.16
Al ₂ O ₃	0.86	0.78	0.74	0.77	0.15	0.78	0.18	0.73
Cr ₂ O ₃	0.98	0.75	0.79	0.76	0.50	0.79	0.29	0.82
FeO*	1.62	1.59	1.64	1.61	1.47	1.48	0.79	1.75
MnO	0.05	0.00	0.04	0.08	0.14	0.04	0.08	0.00
MgO	16.69	16.77	16.71	16.65	18.11	17.01	17.92	16.90
CaO	24.82	24.77	25.21	25.16	24.29	25.12	25.77	24.94
Na ₂ O	0.58	0.39	0.55	0.55	0.24	0.42	0.17	0.56
Сумма	100.72	100.34	100.71	100.76	100.57	100.42	100.71	100.48
Fe/(Fe + Mg)	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.02	0.05
№ пробы	1264							1261
№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	55.55	55.11	55.48	54.97	55.88	55.56	55.17	53.74
TiO ₂	0.03	0.16	0.08	0.19	0.09	0.09	0.18	0.13
Al ₂ O ₃	0.16	0.69	0.21	0.75	0.22	0.14	0.70	0.81
Cr ₂ O ₃	0.37	0.63	0.47	0.75	0.37	0.24	0.76	1.68
FeO*	1.36	1.37	1.17	1.55	1.18	0.67	1.66	1.65
MnO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.04	0.10	0.09	0.00
MgO	17.96	16.94	17.66	16.96	17.69	17.52	17.03	17.03
CaO	24.57	24.98	25.20	25.32	25.27	26.11	24.75	24.75
Na ₂ O	0.17	0.46	0.27	0.38	0.21	0.21	0.53	0.64
Сумма	100.17	100.34	100.59	100.87	100.95	100.64	100.87	100.43
Fe/(Fe + Mg)	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.05	0.05
№ пробы	1261				1314		1330	
№ п/п	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	53.92	53.42	54.07	54.42	54.07	54.21	53.69	54.02
TiO ₂	0.20	0.33	0.15	0.18	0.16	0.15	0.48	0.00
Al ₂ O ₃	0.82	1.30	0.75	0.68	0.77	0.71	0.92	0.18
Cr ₂ O ₃	0.94	0.99	1.99	1.76	1.45	0.93	0.39	0.04
FeO*	1.45	2.20	1.58	1.69	1.98	1.60	2.30	3.38
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.12
MgO	17.49	16.71	17.40	17.61	16.78	16.92	16.98	16.41
CaO	25.18	24.41	24.74	24.64	24.60	24.99	24.53	24.12
Na ₂ O	0.42	0.56	0.48	0.49	0.54	0.42	0.42	0.49
Сумма	100.45	99.92	101.16	101.47	100.35	99.93	99.76	98.76
Fe/(Fe + Mg)	0.04	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.07	0.10

Примечание. 1–30 – хромдиопсиды из хромититов, 31–32 – интерстициальные клинопироксены дунитов. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100 в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. 0.00 – концентрация элемента находится ниже чувствительности прибора. FeO* – все железо в виде FeO.

Таблица 7. Состав хромистых флогопитов и серпентинов из цемента платиноносных хромититов (мас. %)

№ пробы	1264							1261
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	41.49	40.86	41.93	42.48	41.48	41.24	41.41	40.69
TiO ₂	0.88	0.27	0.37	0.61	0.49	0.43	0.20	0.14
Al ₂ O ₃	12.95	12.36	13.32	13.94	13.58	13.55	13.88	13.53
Cr ₂ O ₃	1.53	1.76	1.72	2.15	1.93	1.95	2.00	2.15
FeO*	1.51	1.68	1.31	1.49	1.41	1.45	1.51	1.52
MnO	0.01	0.06	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
MgO	25.84	28.66	27.37	27.46	27.15	26.20	26.31	26.77
CaO	0.00	0.01	0.00	0.08	0.09	0.02	0.01	0.03
Na ₂ O	1.13	0.77	2.13	5.79	3.50	1.25	2.36	2.01
K ₂ O	8.75	8.26	7.22	1.34	4.60	8.17	7.24	7.71
Сумма	94.08	94.84	95.56	95.58	94.58	94.48	94.91	94.55
Fe/(Fe + Mg)	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
№ пробы	1261		1314			1261		
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	41.17	40.78	41.43	41.28	41.12	35.11	38.40	37.82
TiO ₂	0.23	0.29	0.17	0.17	0.09	0.01	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	13.72	13.61	13.12	13.36	0.22	7.60	3.77	3.50
Cr ₂ O ₃	1.89	1.69	1.66	1.57	5.30	2.27	2.35	2.96
FeO*	1.51	1.36	1.43	1.52	7.41	6.42	4.33	4.24
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	26.45	27.22	27.45	26.77	28.86	34.72	37.09	37.79
CaO	0.00	0.05	0.03	0.03	0.24	0.10	0.02	0.04
Na ₂ O	2.14	2.09	0.92	1.09	0.04	0.08	0.05	0.04
K ₂ O	7.41	7.84	8.31	9.23	0.02	0.04	0.09	0.03
Сумма	94.53	94.91	94.53	95.01	83.30	86.36	86.13	86.46
Fe/(Fe + Mg)	0.03	0.03	0.03	0.03	0.12	0.09	0.06	0.06
№ пробы	1261							
№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	40.51	41.13	42.22	41.42	34.07	41.46	42.32	42.24
TiO ₂	0.04	0.05	0.00	0.03	0.04	0.03	0.07	0.03
Al ₂ O ₃	1.65	1.19	0.19	0.04	9.92	0.84	0.41	0.42
Cr ₂ O ₃	1.92	1.62	0.98	0.78	5.58	1.93	1.93	1.70
FeO*	2.82	1.66	1.87	4.26	0.92	2.48	2.48	2.24
MnO	0.00	0.00	0.11	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	39.52	40.47	39.84	38.48	35.88	39.50	39.85	40.04
CaO	0.02	0.00	0.07	0.09	0.04	0.06	0.05	0.10
Na ₂ O	0.04	0.02	0.02	0.07	0.02	0.01	0.00	0.04
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	86.52	86.16	85.31	85.33	86.47	86.32	87.10	86.81
Fe/(Fe + Mg)	0.04	0.02	0.03	0.06	0.01	0.03	0.03	0.03

Примечание. 1–12 – флогопиты, 4 – высоконафтовый флогопит, соответствующий аспидолиту, 13–24 – серпентины. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100 в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” ИГТ УрО РАН. 0.00 – концентрация элемента находится ниже чувствительности прибора. FeO* – все железо в виде FeO.

высокая магнезиальность рудного хромшпинелида и сопутствующего ему форстерита трактуются исследователями как признак их раннемагматического образования (Auge *et al.*, 2005; Scheel *et al.*, 2009). При этом не учитываются высокая окисленность рудного хромшпинелида (Чашухин и др., 2002) или тот факт, что форстериты с магнезиальностью 0.95–0.97 не могут кристаллизоваться из природных расплавов, поскольку расплавов с такой

высокой магнезиальностью ($Mg\# = 0.85–0.90$) не существует. При этом форстериты являются типичными минералами магнезиальных скарнов или метаморфических пород. Объяснить формирование предельно магнезиального оливина и хромшпинелида в рудах процессом их субсолидусного переуравновешивания невозможно, поскольку этот процесс должен приводить к увеличению магнезиальности силиката и к росту желе-

зистости оксида. Тем не менее, влияние такого переуравновешивания на состав рудного хромита и оливина в платиноносных хромититах из комплексов Урало-Аляскинского типа обсуждается (Авдонцев, 1986; Scheel *et al.*, 2009; и др.), но достоверных доказательств не приводится. Напротив, сохранение зональности по Fe, Mg, Cr в форстеритах включений (табл. 4, 5), отсутствие химических градиентов в хромшпинелиде на контакте с оливином, более железистый и безхромистый состав форстерита из цемента хромититов свидетельствуют об отсутствии такого переуравновешивания и в целом о сравнительно низкотемпературном и неравновесном характере минеральной ассоциации руд.

Материалы этого исследования, так же как и опубликованные данные других авторов (Петрология и платиноносность..., 1994), показывают, что хромититы Кондера сложены несколькими неравновесными минеральными ассоциациями, отражающими последовательные стадии образования руд от более высокотемпературных к низкотемпературным. Равновесие не достигается не только между минералами хромититов, но и между хромититами и вмещающими их дунитами. То есть платиноносные хромититы представляют собой систему химически контрастную и неравновесную по составу минералов и параметрам образования по отношению к вмещающим их дунитам. Это заключение подтверждается результатами изучения платиноносных хромититов Урала (Пушкарев и др., 2007; Чашухин и др., 2002).

Этот вывод следует и из анализа геологического положения, морфологии, внутреннего строения и взаимоотношений хромититов с вмещающими дунитами. В классических работах К.Н. Высоцкого, А.Н. Заварицкого и А.Г. Бетехтина (Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; и др.) обращалось внимание на то, что наиболее богатые хром-платиновые руды имеют геологические признаки более позднего образования по отношению к вмещающим дунитам и являются эпигенетическими по отношению к ним, хотя источником вещества являются сами дуниты. Морфология тел платиноносных хромититов Кондерского массива, наличие брекчий с дунитовыми ксенолитами, сцементированными хромшпинелидом, указывает на то, что их также можно классифицировать как эпигенетические руды.

При определении генезиса и последовательности формирования руд важное значение имеет изучение зональности рудных тел и взаимоотношений между минералами. Результаты определения составов хромшпинелидов вкрест простираения одного из платиноносных шлиров Кондерского массива показали наличие зональности, которая выражается в росте в хромшпинелиде со-

держаний хрома, магния и алюминия от контактов с дунитом к центру рудного тела, при одновременном снижении содержаний железа в этом направлении (фиг. 5). Следовательно, кристаллизация хромититов происходит от более железистых и менее хромистых составов к более магнезиальным и хромистым. Эта тенденция противоположна направлению эволюции состава акцессорного хромшпинелида в кондерских дунитах (Приходько, Пономарев, 1990). Аналогичная зональность установлена в платиноносных хромититах Урала, и поэтому может считаться универсальной (Пушкарев и др., 2007). Повышение хромистости и магнезиальности хромшпинелидов и оливина сопровождается перекристаллизацией дунитов в массивах Платиноносного пояса Урала (Иванов, 1997; Иванов, Рудашевский, 1987), т.е. наиболее перекристаллизованные дуниты содержат более магнезиальный оливин и более хромистый шпинелид. В соответствии с этим трендом эпигенетические хром-платиновые руды являются кульминационным завершением эволюции вещества дунитов (Pushkarev, 2010), что подтверждается и их геологическими взаимоотношениями.

Онтогенез рудных хромшпинелидов (Григорьев, Жабин, 1975) практически не используется исследователями для получения дополнительной информации о последовательности формирования минеральных ассоциаций хромититов, хотя ее изучение вносит существенную ясность в интерпретацию генезиса руд. В хромититах Кондера установлено, что хромшпинелид сростается с относительно низкотемпературными минералами цемента руд, такими как флогопит, хлорит, серпентин, апатит и другими (фиг. 9, 10), и имеет с ними индукционные поверхности совместного роста. Кристаллизация хромшпинелида завершается образованием пластинчатых, игольчатых и скелетных кристаллов, прорастающих в слоистые силикаты цемента или образующих вместе с ними друзовые агрегаты в микропустотах или в межзерновом пространстве хромититов. Хромшпинелид содержит октаэдрические флюидные включения (негативные кристаллы), ориентированные согласно кристаллографическим направлениям структуры шпинели, но которые в виде шлейфов или цепочек пересекают зерна хромшпинелидов в произвольных направлениях. Некоторая часть таких пустот сложена прозрачными октаэдрами серпентина или хлорита, заполнена срастаниями золота с серпентином, либо октаэдрами слабо упорядоченного углеродистого вещества. Эти минералы не могли кристаллизоваться при магматических температурах и формировались в октаэдрических пустотах при относительно низких температурах из вещества, которое было захвачено хромитом.

Состав мономинеральных и полиминеральных включений в рудном хромшпинелиде и высо-

кая магнезиальность силикатов также ставят под сомнение их кристаллизацию из расплава. Включения идиоморфных зональных кристаллов высокохромистого форстерита не позволяют предполагать его высокотемпературный захват магматическим хромшпинелидом, так как высокая скорость диффузии Fe и Mg в оливине при высоких температурах должна была привести к выравниванию его состава. Эту зональность нельзя объяснить и постмагматическим переуравновешиванием состава хромшпинелидов и силикатов, в особенности по отношению к хрому (Lehmann, 1983), поскольку хромшпинелид в контакте с оливином не обнаруживает химической зональности. Оливин из цемента хромититов обладает более высокой железистостью, не содержит хрома и не образует идиоморфных кристаллов в отличие от оливина включений. По-видимому, он относится к другой минеральной ассоциации руд. Состав диопсида, амфибола и флогопита из включений в хромшпинелиде и из цемента руд сходен с составом этих же минералов из включений в платиноидах, и в интерстициальной ассоциации дунитов (Мочалов, Бортников, 2008; Пушкарев и др., 2007; Рудашевский и др., 1982; Johan, 2006; Krause *et al.*, 2007). Магнезиальный хромдиопсид из хромититов и включений в МПГ характеризуется повышенными содержаниями щелочей и обогащен редкими и редкоземельными элементами (Мочалов, Бортников, 2008; Krause *et al.*, 2007), что противоречит предположениям о его раннемагматическом образовании вместе с магнезиальным хромшпинелидом. Присутствие во включениях в хромите титанистого хром-кальциевого граната является весьма типичным явлением для многих платиноносных хромититов (Аникина и др., 1999; 2002; Заварицкий, 1928; Пушкарев и др., 2007; Melcher *et al.*, 1997) и может служить, наравне с высокой магнезиальностью минералов, аргументом для обсуждения скарновой природы руд (Пушкарев, Аникина, 2002; Рябов и др., 1996). Исследования по изучению минералогии и геохимии хромитовых руд офиолитового комплекса Оман позволили Ш. Араи и Н. Акизава (Akizawa, Arai, 2014; Arai, Akizawa, 2014) предположить высокую подвижность хрома в гидротермальных растворах, что приводит к кристаллизации хромшпинелида совместно с хромистыми гранатами и хромдиопсидом. На основании сходства состава минералов из хромититов с поздней интерстициальной ассоциацией дунитов, куда обычно входят хромшпинелид, диопсид, амфибол и флогопит, ранее было высказано предположение, что формирование хром-платиновых руд связано с флюидным перераспределением компонентов интерстициальной ассоциации дунитов на завершающей стадии их твердопластичных деформаций и перекристаллизацией (Пушкарев и др., 2007). Предполагалось, что охлаждение и перекристаллизация дунитов

могли сопровождаться оксираспадом оливина с образованием тонких вростков диопсида и хромшпинелида (Геология, петрология..., 1994; Пушкарев, 2000₁; Mosley, 1984), которые в дальнейшем были растворены и вынесены из оливина при его взаимодействии с высокотемпературным флюидом (Мочалов, 2013), после чего это вещество также могло принять участие в образовании руд. Эффективность газотранспортного ПЖК-механизма (пар—жидкость—кристалл) для переноса и отложения платиноидов была обоснована В.В. Дистлером с соавторами (Дистлер и др., 2002, 2003; Distler *et al.*, 2008) при обсуждении генезиса благороднометальной минерализации в хромититах Кемпирсайского офиолитового массива. Этими авторами были приведены аргументы в пользу газового транспорта ЭПГ и других элементов в фумарольных системах и возможности их отложения при конденсации (Дистлер и др., 2002). А.Д. Генкин, анализируя последовательность формирования хром-платиновых руд Нижнетагильского массива на Урале, пришел к заключению, что они формировались в связи с перекристаллизацией твердых дунитов, в закрытой системе при участии магматического флюида, отделившегося на поздней стадии эволюции дунитов (Генкин, 1997). Экспериментальные работы показывают, что в окислительных условиях, даже при низких температурах, водные растворы способны растворять заметные количества ЭПГ (Azaroual *et al.*, 2001). А.С. Варлаков, проводя анализ геологического положения и строения рудных тел хромититов альпинотипных формаций Урала и их взаимоотношений с вмещающими перидотитами, пришел к заключению, что они могли формироваться из микродисперсного вещества, сходного по физико-механическим и химическим свойствам с природными гелями (Варлаков, 1978).

Приведенные в этой работе данные по онтогенезу рудных хромшпинелидов показывают, что они образуются совместно с серпентином, хлоритом, флогопитом, хромдиопсидом и содержат флюидные и структурно слабо упорядоченные углеродистые включения. Это предполагает пневматолито-гидротермальный генезис хром-платиновых руд Кондерского массива, так же как и сходных с ними хромититов Платиноносного пояса Урала.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 13-05-96031 p_урал_a (РФФИ-Урал — правительство Свердловской области) и 13-05-00597-а. Авторы благодарят анонимных рецензентов, замечания которых позволили улучшить работу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонцев С.Н. Кинетические аспекты кристаллизации шпинелевого парагенезиса в породах Кондерского щелочно-ультрамафитового массива // Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 45–52.
- Адреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987.
- Аникина Е.В., Пушкарёв Е.В., Вилисов В.А. Новые данные о составе минералов пегматоидных жил в дунитах Нижнетагильского массива // Ежегодник—1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 166–171.
- Аникина Е.В., Пушкарёв Е.В., Вилисов В.А. Состав микровключений в хромшпинелиде как индикатор генезиса хром-платиноидного оруденения в дунитах Платиноносного пояса Урала // Ежегодник—1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 154–160.
- Аникина Е.В., Пушкарёв Е.В., Поленов Ю.А., Григорьев В.В., Филипов В.Н. Хромсодержащие гранаты из хромитов дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала — состав и парагенезисы // Ежегодник—2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 161–169.
- Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.—Л.: АН СССР, 1935.
- Варлаков А.С. Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 63–82.
- Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Часть II // Литосфера. 2007. № 4. С. 73–101.
- Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Петроград: Труды Геол. Комитета, Новая серия. Вып. 62. Ч. 1–3, 1923.
- Генкин А.Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 41–48.
- Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива / Под ред. Косыгина Ю.А. и Приходько В.С. М.: Наука, 1994.
- Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов: Индивидуальности. М.: Наука, 1975.
- Дистлер В.В., Волченко Ю.А., Крячко В.В. и др. Минералы платиновых металлов в хромитах Кемпирсайского массива, Южный Урал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 113–117.
- Дистлер В.В., Юдовская М.М., Знаменский В.С., Чаплыгин И.В. Элементы группы платины в современных фумаролах вулкана Кудрявый (остров Итуруп, Курильская островная гряда) // ДАН. 2002. Т. 387. № 2. С. 237–441.
- Дистлер В.В., Юдовская М.М., Крячко В.В. Флюидный транспорт и газотранспортные реакции — один из основных механизмов концентрирования благородных металлов // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 34–36.
- Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45. № 1. С. 44–74.
- Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. О происхождении включений водосодержащих силикатов в платиновых минералах и хромшпинелидах из ультрамафитов // Доклады АН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 1207–1211.
- Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984.
- Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // Доклады АН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 991–994.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Малич К.Н., Лепихина Г.А. Sm—Nd и Rb—Sr (ID—TIMS)-датирование апатит-флогопитовых клинопироксенитов в дунитовом “ядре” Кондерского массива на Алданском щите: новые данные // ДАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 564–569.
- Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале // Минералы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. СПб., 1928. С. 1–51.
- Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997.
- Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 16–35.
- Каретников А.С. К проблеме определения возраста массива Кондер // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 76–83.
- Каретников А.С. Возраст и генезис платиноидной минерализации массива Кондер: палеомагнитные и радиоизотопные данные // Литосфера. 2006. № 3. С. 96–107.
- Корякско-Камчатский регион — новая платиноносная провинция России / Под ред. Зайцева В.П., Литвинова А.Ф., Ланда Э.А. СПб.: СПб: ВСЕГЕИ, 2002.
- Костянов А.И. Модельный Re—Os возраст платиновых минералов // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 545–550.
- Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): первые U—Pb-изотопные данные // ДАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 308–312.
- Морозова А.В., Пушкарёв Е.В. Хромистый оливин в хромшпинелиде из платиноносных хромитов дунит-клинопироксенитовых массивов Урала и Сибири // Ежегодник—2013, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 161. Екатеринбург, 2014. С. 279–284.
- Мочалов А.Г. Модель происхождения минералов платиновой группы в габбро-пироксенит-дунитовых кулюлятивных комплексах Корякского нагорья (Россия) // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 171–188.
- Мочалов А.Г., Бортников Н.С. Новые критерии генезиса минералов платиновой группы в сростаниях с пироксенами из зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов юга Корякского нагорья (Россия) // ДАН. 2008. Т. 421. № 4. С. 520–524.
- Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Перцев А.Н., Власов Е.А. Минералогия и генезис “шлиховой платины” россыпных месторождений южной части Корякского нагорья

- (Россия) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44. № 3. С. 212–238.
- Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 63–75.
- Орлова М.П., Соседко Т.А., Шаденков Е.М. Опыт использования минералогических критериев для оценки рудоносности и формационной принадлежности Кондерского массива (Хабаровский край) // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С. 140–149.
- Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов / Под ред. Лаверова Н.П. М.: Наука, 1994.
- Плаксенко А.Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Воронежский ун-т, 1989.
- Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала / Под ред. Коротеева В.А., Золоева К.К., Якушева В.М. Екатеринбург: ДПР, ОАО “УГЭСЭ”, УрО РАН, УГГГА, 2001.
- Приходько В.С., Пономарев Г.П. Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С. 59–69.
- Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000₁.
- Пушкарев Е.В. Платиноносные дуниты Урала: новые данные // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000₂. С. 53–79.
- Пушкарев Е.В., Аникина Е.В. Автоскарновая природа платинового оруденения в дунит-клинопироксенитовых комплексах Урало-Аляскинского типа // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ, 2002. С. 210–215.
- Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.
- Разин Л.В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов // Геология руд. месторождений. 1968. № 6. С. 10–25.
- Резницкий Л.З., Склярёв Е.В., Галускин Е.В. Непрерывный изоморфный ряд диопсид-космохлор $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ – $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ в метаморфических породах слюдянскогского комплекса // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 51–65.
- Рожков И.С. Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанс-кая С.С. Платина Алданского щита. М.: АН СССР, 1962.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Симонов О.Н., Аношин Г.Н. Состав платиноносных высокохромистых скарнов Талнаха (Норильский район) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 7. С. 60–75.
- Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир, 2012.
- 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.
- Уханов А.В., Аникина Е.В., Устинов В.И. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива в свете данных по изотопному составу кислорода оливинов и хромшпинелидов // Геохимия. № 12. 1998. С. 1298–1300.
- Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Поведение элементов семейства железа, оксиброметрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 140–156.
- Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Миронов А.Б., Уймин С.Г. Окситермобарометрия ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 2002. № 8. С. 846–863.
- Шукулоков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt – ^4He -метод) // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 545–559.
- Amosse J., Allibert M., Fischer W., Piboule M. Experimental study of the solubility of platinum and iridium in basic silicate melts – implications for the differentiation of platinum-group elements during magmatic processes // Chem. Geol. 1990. V. 81. P. 45–53.
- Arai S., Akizawa N. Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite // Amer. Miner. 2014. V. 99. P. 28–34.
- Akizawa N., Arai S. Petrology of mantle diopsidite from Wadi Fizz, northern Oman ophiolite: Cr and REE mobility by hydrothermal solution // Island Arc. 2014. V. 23. P. 312–323.
- Auge T., Genna A., Legendre O. et al. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 707–732.
- Azaroual M., Romand B., Freyssinet P., Disnar J.-R. Solubility of platinum in aqueous solutions at 25°C and pHs 4 to 10 under oxidizing conditions // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65. № 24. P. 4453–4466.
- Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. of Petrol. 2001. V. 42. № 12. P. 2279–2302.
- Bird M.L., Clark A.L. Microprobe study of olivine chromitites of the Goodnews Bay ultramafic complex, Alaska, and the occurrence of platinum // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1976. V. 4. № 6. P. 717–725.
- Burg J.-P., Bodinier J.-L., Gerya T., Bedini R.-M., Boudier F., Dautria J.-M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., and Balanec J.-L. Translithospheric mantle diapirism: geological evidence and numerical modelling of the Kondyor zoned ultramafic complex (Russian Far-East) // J. of Petrol. 2009. V. 50. № 2. P. 289–321.
- Distler V.V., Kryachko V.V., Yudovskaya M.A. Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex // Mineral. Petrol. 2008. V. 92. P. 31–58.
- Finnigan G S., James M. Brennan J., Mungall J., and McDonough W.F. Experiments and models bearing on the role of chromite as a collector of platinum group minerals by local reduction // J. of Petrol. 2008. V. 49. № 9. P. 1647–1665.
- Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F. Compositions and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Ural-Alaskan type Kytlym and Uktus complexes, Northern and Cen-

- tral Urals, Russia // *Can. Mineral.* 2002. V. 40. Iss. 2. P. 357–376.
- Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F., Cabella R., Anikina E.V. Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan type complex (Central Urals, Russia) // *Miner. Deposita*. 2003. V. 38. P. 312–326.
- González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Joaquín Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals // *Lithos*. 2014. V. 189. P. 127–139.
- González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Proenza J.A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N., Arai J.S. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites // *Lithos*. 2014. V. 189. P. 140–158.
- Guillou-Frottier L., Burov E., Augé T., Gloaguen E. Rheological conditions for emplacement of Ural-Alaskan-type ultramafic complexes // *Tectonophysics*. 2014. V. 631. P. 130–145.
- Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 1. Theory // *Can. J. Earth Sci.* 1965. V. 2. P. 648–672.
- Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications // *Can. J. Earth Sci.* 1967. V. 4. P. 71–103.
- Johan Z. Platinum-group minerals from placers related to the Nizhni Tagil (Middle Urals, Russia) Uralian-Alaskan-type ultramafic complex: ore-mineralogy and study of silicate inclusions in (Pt, Fe) alloys // *Mineral. Petrol.* 2006. V. 87. P. 1–30.
- Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains // *Lithos*. 2007. V. 95. P. 19–42.
- Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V. Chemical composition of spinel from Uralian-Alaskan-type mafic-ultramafic complexes and its petrogenetic significance // *Contr. Miner. Petrol.* 2011. V. 161. P. 255–273.
- Lehmann J. Diffusion between olivine and spinel application to geothermometry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 64. P. 123–138.
- Li C., Ripley E.M., Thakurta J., Stifter E., Liang Q. Variations of highly chalcophile elements in arc ultramafic cumulates, Alaska: Subarc mantle signature and the effects of Pt-alloy and sulfide segregation during magma evolution // *Chem. Geol.* 2013. V. 351. P. 15–28.
- Luque F.J., Pasteris L.D., Wopenka B., Rodas M., Barrenechea J.F. Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation // *AJS*. 1998. V. 298. P. 471–498.
- Malitch K.N., Thalhammer O.A.R. Pt–Fe-nuggets derived from clinopyroxene-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // *Can. Mineral.* 2002. V. 40. P. 395–418.
- Matveev S., Ballhaus C. Role of water in the origin of podiform chromite deposits // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 203. P. 235–243.
- Melcher F., Stumpfl E.F., Distler V. Chromite deposits of the Kempirsai massif, Southern Urals, Kazakhstan // *Transact. Institute Mining Metallurgy. Sec. B. Applied Earth Sci.* 1994. V. 103. P. 107–120.
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusion in chromite // *J. of Petrol.* 1997. V. 38. № 10. P. 1419–1458.
- Mochalov A.G., Khoroshilova T.S. The Konder alluvial placer of platinum metals // *International platinum. St.-Petersburg-Athens: Theophrastus Publ.*, 1998. P. 206–220.
- Moseley D. Symplectic exsolution in olivine // *Amer. Miner.* 1984. V. 69. № 1–2. P. 139–153.
- Nekrasov I.Ya., Lennikov A.M., Zalizhchak B.L., Oktyabrsky R.F., Ivanov V.V., Sapin V.I., Taskaev V.I. Compositional variations in platinum-group minerals and gold, Konder alkaline-ultrabasic massif, Aldan shield, Russia // *Can. Mineral.* 2005. V. 43. P. 637–654.
- Nixon G.T., Cabri L.J., Laflamme G.J.H. Platinum-group element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia // *Can. Mineral.* 1990. V. 28. P. 503–535.
- Pasteris J.D., Wopenka B. Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism // *Can. Mineral.* 1991. V. 29. P. 1–9.
- Prichard H.M., Tarkian M. Platinum and palladium minerals from two PGE localities in the Shetland Ophiolite Complex // *Can. Mineral.* 1988. V. 26. P. 979–990.
- Pushkarev E.V. Primary magmatic and secondary postmagmatic compositional trends of chromian spinel from dunite of the Uralian-Alaskan type complexes // *XI International Platinum Symposium. Canada. Sudbury: Ontario Geological Survey, Miscellaneous Release—Data 269, 2010. 4 c.*
- Pushkarev E.V., Anikina E.V., Garuti G., Zaccarini F. Postmagmatic origin of platinum deposits in the Ural-Alaskan type ultramafites: T-fO₂ conditions and role of fluids. Extended abstract of the 10th International Platinum Symposium. Oulu, Finland: Geological Survey of Finland, 2005. P. 223–226.
- Roeder P., Campbell I., Jamieson H. A re-evaluation of the olivin-spinel geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 68. P. 325–334.
- Shcheka G.G., Lehmann B., Gierth E., Karsten Goman K., Wallianos A. Macrocystals of Pt–Fe-alloy from the Kondyor PGE placer deposit, Khabarovskiy kray, Russia: trace-element content, mineral inclusions and reaction assemblages // *Can. Mineral.* 2004. V. 42. P. 601–617.
- Scheel J. E., Scoates J. S., Nixon G. T. Chromian spinel in the Turnagain Alaskan-type ultramafic intrusion, northern British Columbia, Canada // *Can. Mineral.* 2009. V. 47. P. 63–80. DOI: 10.3749/canmin.47.1.63.
- Thakurta J., Ripley E.M., Li C. Geochemical constraints on the origin of sulfide mineralization in the Duke Island Complex, southeastern Alaska // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. № 7. Q07003, doi: 10.1029/2008GC001982.
- Wopenka B., Pasteris L.D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy // *Amer. Miner.* 1993. V. 78. P. 533–557.
- Zaccarini F., Pushkarev E., Fershtater G., Garuti G. Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali Iherzolite-gabbro complex, southern Urals, Russia // *Can. Mineral.* 2004. V. 42. № 2. P. 545–562.