

ХРОМ-ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО ТИПА НА УРАЛЕ: СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА

Е.В. Пушкарёв*, Е.В. Аникина*, Дж. Гарути**, Ф. Заккарини***

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
Eal-mail: anikina@igg.uran.ru*

***Университет Модены и Реггио Эмилии
41100, С. Еуфемия 19, Модена, Италия*

****Университет Гранады
18071, Фуентэнуэва, Гранада, Испания
Поступила в редакцию 18 сентября 2006 г.*

В работе обобщены результаты собственных исследований и обширный опубликованный материал по геологии, структурно-морфологическим особенностям и минералогии хром-платинового оруденения в дунитах Кытлымского и Нижнетагильского массивов Платиноносного пояса Урала и Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива на Среднем Урале. Установлена и описана минералогическая зональность рудных тел, выражающаяся в увеличении содержания хрома, алюминия, магния и величины $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{общ}}$ отношения в рудообразующем хромшпинелиде от края к центру тел. Предполагается, что такая зональность формируется в условиях закрытой системы при относительно низких температурах, сдерживающих проявление обменных процессов. Изучены силикатные и платиноидные микровключения в хромшпинелидах, свидетельствующие об участии в платиновом рудообразовании водно-углекислотных, кальциево-щелочных флюидов. Выделено несколько устойчивых минеральных ассоциаций силикатных включений. На основе применения ЯГР-спектроскопии для оценки реальной окисленности хромшпинелидов и с учетом влияния титана в составе хромита на расчеты температур оливин-хромитового равновесия показано, что первичные дуниты Нижнетагильского массива имеют температуру оливин-хромитового равновесия 1050-1150°C. В перекристаллизованных дунитах такое равновесие устанавливается примерно на 180°C ниже этих значений, а эпигенетические хромититы, обогащенные МПГ, соответствуют температуре 700-800°C. Окситермобарометрические данные свидетельствуют об относительно низкотемпературном характере платинового оруденения, формирование которого сопровождается ростом окисленности минералообразующей среды. Предложена модель генезиса хром-платинового оруденения, согласно которой рудообразующее вещество формируется на заключительных стадиях твердо-пластичных деформаций дунитов в результате отгонки остаточного, межгранулярного расплава, обогащенного кальцием, щелочами и флюидом и насыщенного тонкодисперсным хромшпинелидом (и МПГ) в области декомпрессионной разгрузки. Источником энергии и вещества для формирования руд являются только дуниты, без заметного участия каких-либо внешних агентов.

Ключевые слова: *Ультрамафитовые комплексы Урало-Аляскинского типа, дунит, хром-платиновые руды, зональность рудных тел, минералогия ЭПГ, генезис платиновых месторождений.*

CHROMIUM-PLATINUM DEPOSITS OF NIZHNY-TAGIL TYPE IN THE URALS: STRUCTURAL-SUBSTANTIAL CHARACTERISTIC AND A PROBLEM OF GENESIS

E.V. Pushkarev*, E.V. Anikina*, G. Garuti**, F. Zaccarini***

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***University of Modena and Reggio Emilia, Italy*

****University of Granada, Spain*

In this paper, new and published data about geological setting, structural, morphological and mineralogical features of the chromium-platinum deposits within dunite of the Kytlym and Nizhny-Tagil

massifs of the Urals Platinum Belt and the Uktus dunite-clinopyroxenite-gabbro massif in the Middle Urals, have been summarized. Mineralogical zoning of the chromitite ore bodies have been established and described. This zoning reflects increasing of chromium, aluminium and magnesium contents and Fe^{3+}/Fe_{total} ratio in ore-forming chromian spinel from margin to center of the ore bodies. This zoning is believed to have formed in a closed system, under low temperature, without intensive exchange processes. Micro-inclusions of silicate and platinum-group minerals (PGM) within chromian spinel were studied. Their mineralogical composition reveals that different fluids were active in the platinum ore-forming process. Several constant mineral associations were distinguished among micro-inclusions. Based on the study of redox-state conditions of the olivine-chromian spinel equilibrium, we have shown that primary dunite of the Nizhny-Tagil formed at temperature close to 1050-1150°C. Recrystallization of dunite took place at temperature lower than 180°C, and epigenetic chromitite, enriched in platinum-group minerals, formed at temperature comprised from 700 to 800°C. Redox-state data suggest that epigenetic chromium-platinum ores formed under relatively low temperature and high-oxidized conditions. Taking into account these data, a new model of ore formation is proposed. According to this model, there was beginning of the ore formation at the latest stage of plastic deformation of dunite as a result of separation of an inter-granular material (liquid), enriched in calcium, alkaline, fluid and micro-clasts of chromian spinel and platinum-group minerals. Crystallization of this material occurred in a pressure shadow fields. Dunite is the only source of energy and substance for platinum ore formation without any influence of external agents.

Key words: *Uralian-Alaskan-type ultramafic complexes, dunite, chromite-platinum ores, ore bodies zoning, PGE mineralogy, genesis of platinum deposits.*

Введение

Первые в России россыпные платиновые месторождения были открыты на Урале почти два века тому назад, в 1824 году, и уже более ста лет известны коренные месторождения и рудопроявления, связанные с хромититами и дунитами Платиноносного пояса Урала (ППУ). В результате исследований этих месторождений Н.К. Высоцким [1913], А.Н. Заварицким [1928], А.Г. Бетехтиным [1935], С.А. Кашиным [1956] и другими были описаны их типоморфные особенности и выделен нижнетагильский промышленно-генетический тип позднемагматических собственно платиновых месторождений [Рудные..., 1978].

Уральские коренные платиновые месторождения были быстро отработаны и по суммарному количеству добытого металла оказались примерно на три порядка меньше, чем россыпные. Тем не менее, они до сих пор сохранили свое научное значение. Открытие новых коренных проявлений, россыпных месторождений и целых платиноносных провинций на востоке России – в Хабаровском крае, Приморье, в Корякско-Камчатском регионе и т.д. [Малич, 1999; Корякско-Камчатский..., 2002, и др.], их интенсивная эксплуатация и изучение

с использованием самых современных методов заставляет исследователей вновь и вновь возвращаться к уральскому материалу как к своеобразному эталону такого типа месторождений.

Целью данной статьи является характеристика наиболее важных особенностей геологического положения, строения и состава коренных платиновых проявлений на Урале с использованием как собственных, так и литературных данных и обсуждение на этой основе возможных генетических моделей их образования.

Размещение коренных проявлений платины на Урале

Урал относится к крупнейшей в мире геологической провинции развития дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов [Воробьева и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967; Ефимов, 1999, и др.], которые залегают среди ордовик-силурийских вулканогенно-осадочных толщ на западе Тагильской палеоостроводужной зоны. Четырнадцать крупных массивов площадью от 40 до 800 км² входят в состав Платиноносного пояса Урала, протянувшегося с севера на юг вдоль 60-го меридиана более чем на 900 км (рис. 1). Магнезиальные дуниты установлены в 10 массивах, но более железистые оливино-

вые породы (оливиниты) известны практически во всех комплексах. На мелкомасштабных геологических картах хорошо видна латеральная зональность пояса, фиксирующаяся в смене с запада на восток дунит-клинопироксенитовых тел существенно габбровыми массивами и затем интрузиями гранитоидов. Учитывая общее падение геологических структур на восток, можно говорить о более глубокой эродированности западной зоны ППУ. По своим размерам и представительности Платиноносный пояс Урала существенно превосходит цепь аналогичных мафит-ультрамафитовых интрузий мелового возраста, расположенный в юго-восточной Аляске [Himmelberg, Loney, 1995]. Кроме этого, на Урале известен еще целый ряд массивов, залегающих в других структурно-формационных зонах, но по ряду признаков, в том числе и по характеру платиновой минерализации, сопоставимых с комплексами ППУ [Иванов, 1997; Смирнов, Волченко, 1999; Пушкарев, 2000а].

Хром-платиновая минерализация изучалась нами в Кытлымском, Нижнетагильском и Уктусском дунит-клинопироксенит-габбровых массивах, геологическое положение, структура и вещественная характеристика которых приведена в целом ряде публикаций [Воробьева и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967; Малахов, Малахова, 1970; Иванов, 1997; Пушкарев, 2000а, и др.]. Ниже приведем лишь самую общую характеристику объектов.

Кытлымский массив расположен на Северном Урале в 60 км к юго-западу от Карпинска. Он занимает площадь около 725 км² и состоит из 5 крупных блоков с концентрической структурой, объединенных А.А. Ефимовым и Л.П. Ефимовой [1967] в четыре ассоциации глубинных пород (рис. 1). Условно массив может быть разделен на две части: западную, сложенную дунитами, клинопироксенитами и тылаитами, и восточную – преимущественно габбровую, прорванную интрузиями более молодых плагиогранитов. С вмещающими вулканогенно-осадочными и метаморфическими толщами ордовикско-силурийского возраста массив имеет тектонические контакты. В отдельных местах ультрамафиты имеют «горячие» контакты с роговиками пестрого состава (кытлымиты), которые, по мнению А.А. Ефимова, являются чужеродными по отношению к вмещающим вулканитам и были выведены с нижегородского уровня совместно с внедрением твердопластичных ультраосновных тел [Ефимов, 1999].

В строении западной ассоциации принимают участие три крупных дунитовых тела: Сосновское, Косьвинское и Йовское. Хромитовые шпильки известны во всех трех телах, но их изучение в середине прошедшего столетия с целью выявления месторождений платины дало отрицательные результаты. Кытлымский массив сопровождается платиновыми россыпями, которые отрабатываются до настоящего времени. Платиновая минерализация изучалась нами в Косьвинском и Йовском дунитовых телах.

Нижнетагильский массив расположен на Среднем Урале в 50 км к юго-западу от Нижнего Тагила и занимает площадь около 45-50 км². С запада, севера и юга массив окружен ордовикскими и силурийскими вулканогенными породами основного состава, переходящими местами в зеленые сланцы и амфиболиты. Контакт массива с вулканогенными толщами тектонический. От залегающего к востоку более крупного и существенно габбрового Тагилло-Баранчинского массива он отделен узкой полосой аподиабазовых амфиболитов и пироксен-амфиболовых роговиков (кытлымитов) неопределенного возраста.

Центральное ядро массива сложено дунитами, площадь выходов которых по разным оценкам составляет от 27 до 29 км², что делает его самым крупным из десяти известных дунитовых тел Платиноносного пояса Урала (рис. 1). Дуниты окружены каймой оливиновых клинопироксенитов переменной мощности: от 60-100 до 2000 м в юго-западной части массива. Внешний контакт пироксенитов с вмещающими породами ровный, а внутренний – с дунитами характеризуется извилистой поверхностью. Однако настоящих интрузивных взаимоотношений между этими породами в массиве не установлено. По данным геологического картирования, Нижнетагильский массив имеет восточное падение с крутым залеганием восточного контакта и более пологим – западного. Согласно интерпретации геофизических данных, структура массива прослеживается до глубины 10-15 км, где постепенно выполаживается и выклинивается [Соколов, 1989].

В районе Нижнетагильского массива в XIX веке разрабатывались самые известные на Урале платиновые россыпи, давшие наибольшее количество крупных самородков весом 1-9 кг. В этом массиве сосредоточены все известные коренные месторождения платины.

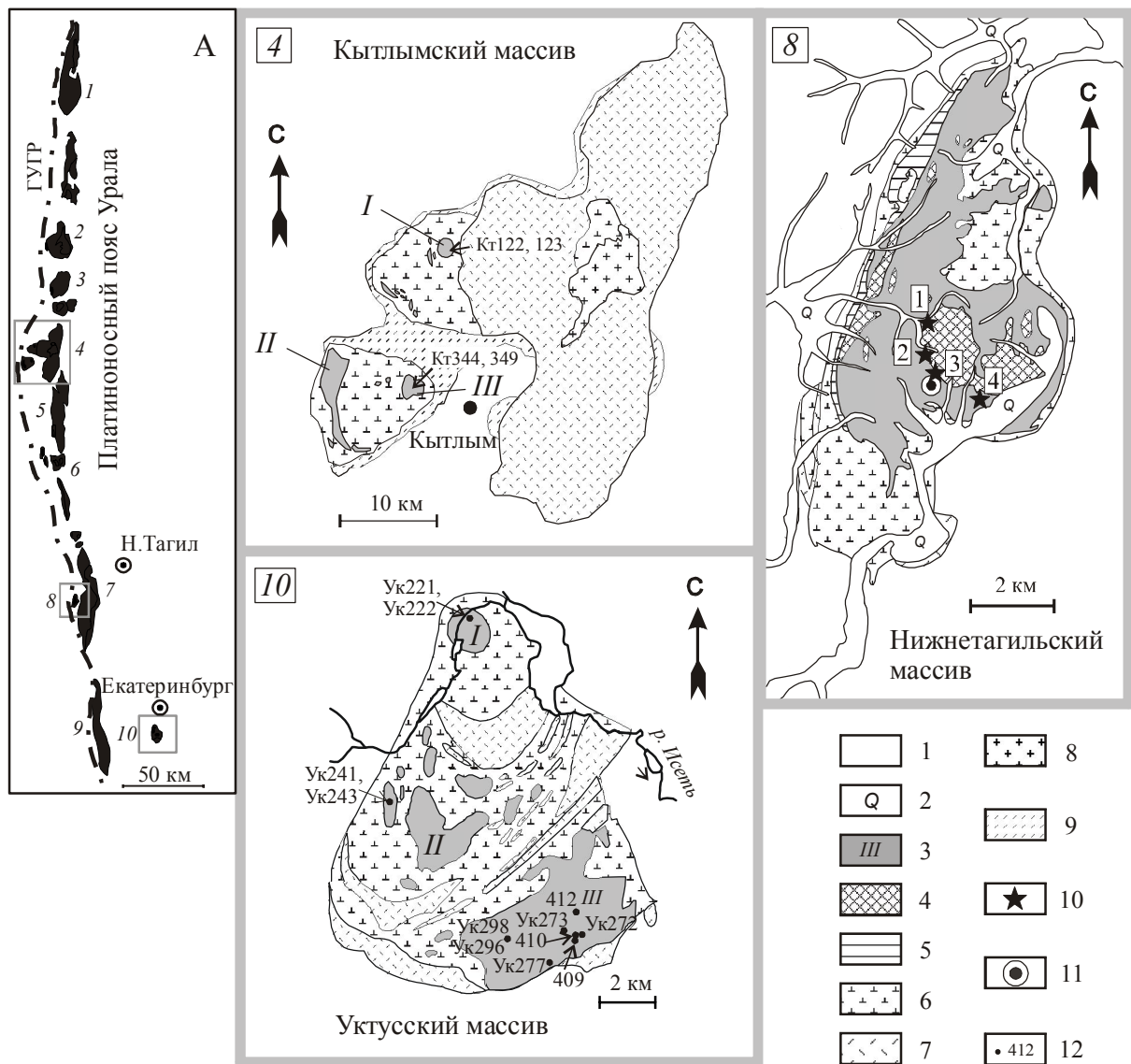


Рис. 1. Положение дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала и Уктуского массива (А), и схемы геологического строения Кытлымского (4) [Ефимов, Ефимова, 1967], Нижнетагильского (8) [Иванов, 1997] и Уктуского (10) [Пушкарев, 2000] массивов.

Номера массивов: 1 – Чистопский, 2 – Денежкин Камень, 3 – Кумбинский, 4 – Кытлымский, 5 – Павдинский, 6 – Качканарский, 7 – Тагило-Баранчинский, 8 – Нижнетагильский, 9 – Ревдинский. 10 – Уктуский дунит-клинопироксенит-габбровый массив.

1 – вмещающие породы; 2 – четвертичные аллювиальные отложения; 3 – дуниты (Римскими цифрами обозначены дунитовые тела. На схеме Кытлымского массива: I – Йовское, II – Сосновское, III – Косьвинское. На схеме Уктуского массива: I – Северное, II – Центральное, III – Южное); 4 – крупнозернистые, перекристаллизованные дуниты; 5 – брусит-антигоритовые породы; 6 – верлиты и клинопироксениты; 7 – габброиды; 8 – гранитоиды; 9 – кытлымиты (роговики); 10 – коренные платиновые месторождения Нижнетагильского массива: 1 – «Госшахта», 2 – «Крутой лог», 3 – «Александровский лог», 4 – «Авропринское»; 11 – Новый дунитовый карьер в Нижнетагильском массиве; 12 – места отбора и номера проб.

Уктуский массив не входит в структуру Платиноносного пояса Урала [Пушкарев, 2000а]. Он расположен у южных окраин Екатеринбурга, примерно в 50 км восточнее Ревдинского массива, который является южным завершени-

ем ППУ. С запада по тектоническому нарушению массив граничит с нижнедевонскими базальт-андезибазальтовыми островодужными толщами, а с юга и востока прорван орогенными гранитоидами каменноугольного возраста.

Площадь массива на поверхности около 50 км². По данным геологических и геофизических работ, породы Уктусского массива имеют крутые падения к центру, что определяет штокообразную форму тела. Массив состоит из трех блоков, в центре которых располагаются дунитовые тела (Северное, Центральное и Южное), окруженные клинопироксенитами и габброидами разного состава и меланократовости (рис. 1). В Северном и Южном дунитовых телах нами были изучены небольшие хромитовые жилы и шлиры с разнообразными платиновыми минералами. Платиновых россыпей около массива не известно, хотя отдельные зерна МПГ отмечались в шлихах из аллювиально-делювиальных отложений [Иванов, 1997].

Возраст образования дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала сегодня является предметом активного изучения и острой научной дискуссии. Сравнительно недавно появились результаты изотопных исследований, свидетельствующие о силурийском возрасте габброидов, а также горнблендитов и флогопитовых клинопироксенитов ППУ [Иванов, Калеганов, 1993; Ронкин и др., 1997; Bosch et al., 1997]. Впоследствии были опубликованы результаты изотопного датирования ультрамафитов, отражающие их более молодой, позднедевонско-каменноугольный, возраст [Bea et al., 2001; Pushkarev, Brugmann, 2002; Пушкарев и др., 2003б]. Раннедевонский возраст плагиогранитов, секущих клинопироксениты и габброиды Кытлымского массива, был определен по цирконам U-Pb методом А.А. Ефимовым с соавторами [2005]. Еще более усложнили ситуацию появившиеся недавно данные о докембрийском (560 млн. лет) возрасте некоторых ультраосновных пород и оливиновых габбро пояса [Попов, Беляцкий, 2006; Маегов и др., 2006]. Время образования хром-платинового оруденения до сих пор остается неизвестным. Можно лишь констатировать его тесную генетическую связь с дунитами и соответственно предполагать синхронность образования ультраосновных пород и платиновых руд. Попытка получить модельный возраст минералов с использованием Re-Os изотопной системы, предпринятая А.И. Костяновым [1998], изучившим иридомины Исовской россыпи на Среднем Урале, привела к появлению широкого набора данных: 1980, 1310, 840, 795, 780, 550, 400, 170 млн. лет, интерпретация которых пока затруднительна.

Закономерности размещения коренной платиновой минерализации в Нижнетагильском массиве

Нижнетагильский массив является самым продуктивным в отношении платинового оруденения и одним из наиболее изученных объектов Платиноносного пояса Урала. По данным О.К. Иванова [1997], к 1950 году на Нижнетагильском массиве было известно около 1600 рудных гнезд, жил и шлиров хромититов. Большинство этих тел не превышает 50 см в длину и первых сантиметров по мощности. Значительная часть хромититов обогащена платиноидами, хотя из-за небольших размеров они не представляют промышленной ценности. В размещении хромитовых сегрегаций по площади дунитового тела намечаются определенные закономерности. Так, еще Н.К. Высоцким [1913], а затем А.Н. Заварицким [1928] было отмечено, что большая часть хром-платиновых проявлений локализована вдоль западного и юго-западного склона и подножья Соловьевой горы (рис. 1). В эту же зону попадают и все наиболее крупные платиновые месторождения: Госшахта, Крутой лог, Александровский лог и др.

В геологическом отношении продуктивная зона приурочена к переходу между крупнозернистыми дунитами с магнезиальным оливином, расположенными в центре тела, и мелкозернистыми дунитами с более железистым оливином, окаймляющими их по периферии. Систематические данные о вариациях крупности зерен оливина и его составе по широтному профилю через Соловьеву гору наглядно подтверждают это представление [Чашухин и др., 2002]. По данным О.К. Иванова, максимальное развитие хромититовых шлиров приурочено к внутренним частям дунитовых тел, к зоне развития перекристаллизованных дунитов и к участкам развития в них пегматоидных и миаролитовых разностей [Иванов, 1997]. Первые представляют собой породы с гигантскими кристаллами оливина, размером до нескольких сантиметров, вторые содержат пустоты, на стенках которых нарастают хорошо ограненные кристаллы оливина (псевдоморфно замещенные хризотилом), хромита, пироксена, флогопита, хлорита, кальциевых гранатов и других минералов. И ультраосновные пегматиты, и миаролитовые дуниты, как справедливо предполагает О.К. Иванов [1997], должны были формироваться при активном участии флюида, который обеспечивал

протекание обменных реакций и явлений перекристаллизации до существенно более низких температур по сравнению с мелкозернистыми дунитами внешних зон. Впоследствии это предположение было подтверждено нашими исследованиями [Чашухин и др., 2002]. Однако первыми эту особенность подметили А.Н. Заварицкий и А.Г. Бетехтин, которые отмечали, что платиноносные хромититы постоянно сопровождаются минерализованными миаролами, и связывали этот факт с присутствием флюида, который снижает температуру кристаллизации минералов и делает ее более длительной.

Таким образом, большинство платиноносных хромитовых шпиров и известных месторождений Нижнетагильского массива приурочено к зоне перехода между относительно более низкотемпературными, крупнозернистыми, перекристаллизованными дунитами центральной части массива и мелкозернистыми, менее перекристаллизованными и более высокотемпературными дунитами его периферии. Как предположил О.К. Иванов, зона перехода между крупно- и мелкозернистыми дунитами фиксирует градиент в реологических характеристиках дунитов на момент их становления и является наиболее благоприятной для образования трещин отслоения, разрывов и полостей и создания условий для проявления декомпрессионных механизмов миграции вещества [Иванов, 1997]. Указанные закономерности являются общими для всех дунитовых тел в составе ППУ [Платинометальное..., 2001], а также для платиноносных дунит-клинопироксенитовых массивов Алданского щита и Корякии [Малич, 1999; Корякско-Камчатский..., 2002, и др.].

Типы рудных тел и их соотношения с вмещающими дунитами (сингенетические и эпигенетические хромититы)

Для хромитовых тел характерно большое разнообразие форм и структурно-текстурных типов руд. Существует несколько классификаций, основанных как на структурно-морфологических, так и на генетических особенностях рудных тел [Кашин и др., 1956; Волченко и др., 2000; Платинометальное..., 2001, и др.]. Однако наиболее целесообразным представляется выделение син- и эпигенетических руд на основе их взаимоотношений с вмещающими дунитами [Заварицкий, 1928].

Сингенетические скопления хромита характеризуются постепенными переходами с окружающими дунитами и близки к ним по времени и условиям образования. Хромититы вместе с дунитами участвуют в пластических деформациях. Температура оливин-хромитового равновесия дунитов и сингенетических хромититов Нижнетагильского массива близка и составляет в среднем 1100-1200°C [Чашухин и др., 2002], что соответствует условиям субсолидусного равновесия ультрамафитов. В силикатном цементе руд часто присутствует оливин. Предполагается, что сингенетические руды могут образоваться в результате избирательного накопления хромита, кристаллизующегося вместе с оливином. Значительные скопления платины для этого типа руд не характерны.

Эпигенетические руды обычно формируют жильные и линзовидные тела с резкими контактами с вмещающими дунитами (рис. 2). Центральные зоны рудных тел часто характеризуются высокой пористостью и увеличенным размером зерен рудного хромшпинелида. Для этого типа руд весьма типичны брекчиевые текстуры, в которых округлые или остроугольные обломки в разной степени серпентинизированных дунитов сцементированы хромит-силикатным агрегатом (рис. 2). Подобные текстуры интерпретировались А.П. Карпинским как свидетельство взрывной природы хромититов, с чем не были согласны другие исследователи [Заварицкий, 1928]. На контакте эпигенетических хромититов и вмещающих дунитов развивается узкая (5-10 мм, редко более) светло-зеленая серпентинитовая кайма, не содержащая реликтов оливина и обедненная хромшпинелидом. Мощность каймы не зависит от размеров рудных тел. Оливин в матрице эпигенетических руд обычно отсутствует и отмечается лишь в виде редких включений в хромите, а цемент представлен агрегатом водосодержащих минералов: серпентина, хлорита, гидрограната, карбоната и др. Хромититы разбиты полигональной сеткой тонких минерализованных трещин, ориентированной по нормали к уплощенности шпиров и заполненных зональными, колломорфными агрегатами этих же минералов либо криптокристаллическим (аморфным) офитом (рис. 3). Эти трещины обычно не выходят за пределы внешней серпентинитовой каймы, окружающей рудные тела. А.Н. Заварицкий и А.Г. Бетехтин предполагали контракционную природу трещин, которые, как они считали, образова-

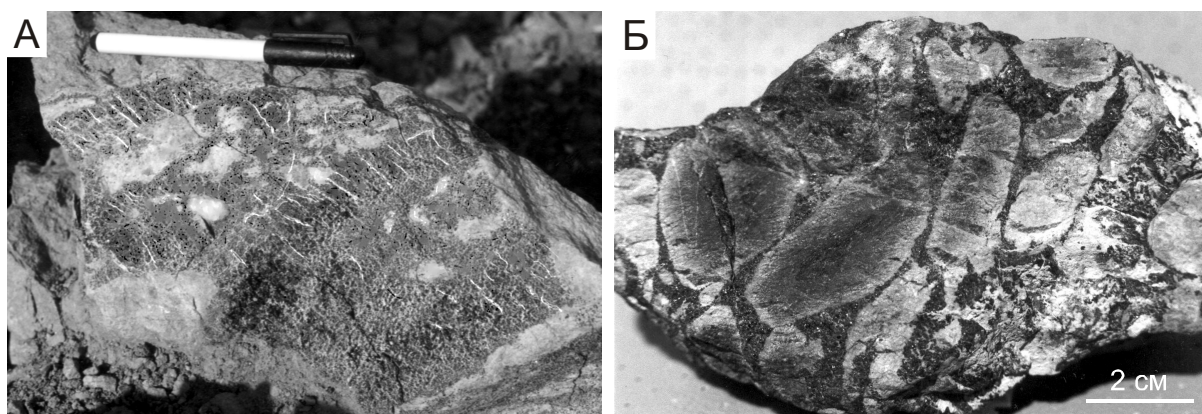


Рис. 2. А – Типичная шпировидная морфология эпигенетических хром-платиновых руд. Б – Хромит-дунитовые брекчии Нижнетагильского массива. Светлые обломки дунитов, сцементированные хромшпинелидом (темное).

Из коллекции Уральского Геологического музея (г. Екатеринбург). Морфологию эпигенетических руд также видно на рис. 4.

лись при усадке кристаллизующегося рудного вещества и были заполнены остаточным материалом. Отсутствие оливина объясняется, на наш взгляд, насыщенностью остаточного вещества водным флюидом с температурой ниже 500°C , что создает условия либо для его полной серпентинизации, либо для непосредственной кристаллизации низкотемпературных гидроксилсодержащих силикатов в равновесии с водным флюидом.

На глубоких горизонтах месторождения «Госшахта» было зафиксировано более слабое развитие низкотемпературных водосодержащих минералов в цементе руд [Заварицкий, 1928; Волченко и др., 2002; Волченко, Коротеев, 2003]. Исследователями отмечалось, что руды обладают высокой пористостью, развитием миарол и пустотелых трещин, в цементе хромитов присутствует оливин, дунитовые фрагменты в составе брекчий слабо серпентинизированы. На наш взгляд, это может быть объяснено тем, что большая часть флюида была удалена из системы после того, как сформировались хромшпинелиды и цементирующие их минералы платины, но до того, как температура опустилась ниже 500°C , что обеспечило частичную сохранность оливина и обусловило наличие пористой текстуры хромитов. О том, что флюид все-таки присутствовал в рудообразующей системе, свидетельствуют включения гидроксилсодержащих минералов в МПП и хромшпинелидах [Johan, 1997; Аникина и др., 1999а, 2001].

Эпигенетические хромиты не несут следов высокотемпературных пластических де-

формаций, характерных для вмещающих дунитов. Однако признаки катаклаза хромшпинелидов с образованием хрупких разрывов, залеченных низкотемпературными силикатными и даже платиновыми минералами, отмечаются довольно часто [Волченко и др., 2003]. Температура оливин-хромитового равновесия для этого типа руд не превышает $750\text{--}800^{\circ}\text{C}$ [Чашухин и др., 2002].

Наблюдения за морфологией эпигенетических рудных тел, их структурно-текстурными особенностями и характером взаимоотношений с дунитами показывают, что формирование руд происходит в уже практически полностью консолидированных дунитах. Вместе с тем, хром-платиновые руды никогда не выходят за пределы дунитов. Следовательно, рудоконтролирующие структуры возникают исключительно в процессе жизни самого дунита и не связаны с более поздними, «сквозными» тектоническими нарушениями или хрупкими деформациями пород. Согласно данным А.Н. Заварицкого и А.Г. Бетехтина, эпигенетические руды являются главным концентратором минералов платиновой группы. Далее мы будем рассматривать только эпигенетический тип минерализации как наиболее продуктивный в отношении платиноидов.

Все многообразие морфологических типов рудных тел Нижнетагильского массива, как показано А.Н. Заварицким [1928], сводится к трем основным типам: изометричные, столбообразные и жилообразные тела. Большая часть рудных тел месторождения «Госшахта», согласно описаниям А.Г. Бетехтина [1935], представ-

лена уплощенными линзами или «струями», круто падающими на восток (угол падения составлял до 70°), длиной до двух метров по падению и от полуметра до одного метра по простиранию при мощности в первые сантиметры. Тела залегают либо группами, либо в виде изолированных линз и гнезд неправильной формы, не связанных друг с другом. В лежащем боку месторождения были зафиксированы два более крупных тела длиной от 10 до 20 м, одно из которых обладало в сечении формой неправильной звезды, площадью до $0,5 \text{ м}^2$, а другое характеризовалось изометричным сечением до 30 см в диаметре. Однако какую бы морфологию не имели рудные тела, они сравнительно быстро выклиниваются и со всех сторон окружены дунитами, что наглядно видно на зарисовках, приведенных в опубликованных работах [Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Волченко, Коротеев, 2003, и др.]. Расположенные рядом линзы и жилы хромитов ведут себя как самостоятельные, изолированные тела, с собственной минералогией и историей становления. Суммарная мощность крутопадающей рудной зоны месторождения «Госшахта» составляет около 5 м.

Суммируя опубликованные данные и результаты собственных наблюдений, можно сделать вывод, что подавляющее большинство хромитовых сегрегаций в дунитах Нижнетагильского массива имеет длину от 10 см до полутора метров, а мощность от 1-2 см до 10-15 см. Сходными структурно-морфологически-

ми особенностями и размерами обладают изученные нами хромиты в Кытлымском и Уктусском массивах с той лишь разницей, что здесь чаще сохраняются более высокотемпературные парагенезисы минералов, вплоть до оливина, и реже встречаются серпентинитовые оторочки вокруг рудных тел, что косвенно указывает на большую «сухость» рудно-силикатной системы. В этих массивах хромиты также преимущественно приурочены к крупнозернистым, пегматоидным и перекристаллизованным дунитам, хотя их железистость может быть существенно выше по сравнению с дунитами Нижнетагильского массива. Таким примером является Северное дунитовое тело Уктусского массива, железистость пород в котором варьирует от 0,12 до 0,16 [Пушкарев, 2000a].

Данные о морфологии и размерах рудных тел и их взаимоотношениях с вмещающими породами свидетельствуют, что хром-платиновые руды являются результатом саморазвития дунитов без видимой связи с какими-либо внешними источниками вещества или энергии.

Состав хром-платиновых руд и последовательность кристаллизации минералов

В первом приближении эпигенетические руды состоят из переменного количества преобладающего (40-80 %) хромшпинелида и цементирующего его полиминерального агрегата, в состав которого могут входить и минералы

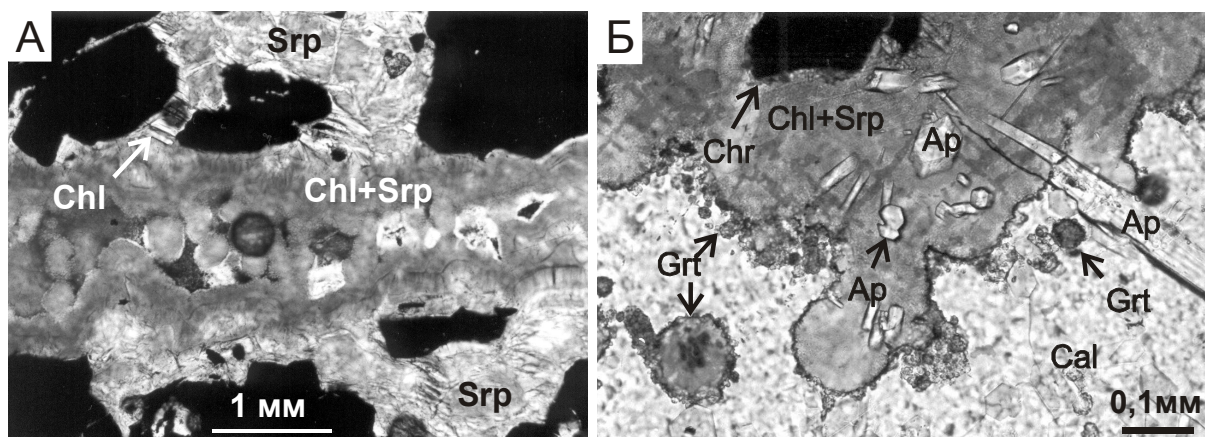


Рис. 3. Структуры минеральных агрегатов из цемента хромитовых шпиров Нижнетагильского массива.

А – Колломорфные серпентин-хлоритовые агрегаты в центре контракционных трещин. Б – Колломорфные серпентин-хлоритовые и андрадитовые агрегаты с кальцитовым выполнением центральных зон. Srp – серпентин, Chl – хлорит, Grt – гранат-андрадит, Ap – апатит, Chr – хромит, Cal – кальцит. Проходящий свет. Николи ||.

платины. Однако при более детальном рассмотрении можно выделить, как минимум, три последовательных стадии формирования рудных тел: 1) образование хромшпинелида и сингенетичных с ним полиминеральных включений; 2) формирование силикатного цемента и основного объема платиновых минералов; 3) возникновение усадочных контракционных трещин и заполнение их колломорфными и кристаллическими агрегатами низкотемпературных минералов: серпентина, хлорита, кальциевых гранатов, кальцита, апатита и др. Формирование отдельных минералов и минеральных ассоциаций может частично перекрывать условные границы выделенных стадий минералообразования.

Прежде чем перейти к характеристике состава рудного хромшпинелида, отметим его весьма интересную морфологическую особенность. Многие исследователи [Заварицкий, 1928; Иванов, 1997, и др.] заметили, что акцессорные хромшпинелиды характеризуются более высоким идиоморфизмом по сравнению с рудными

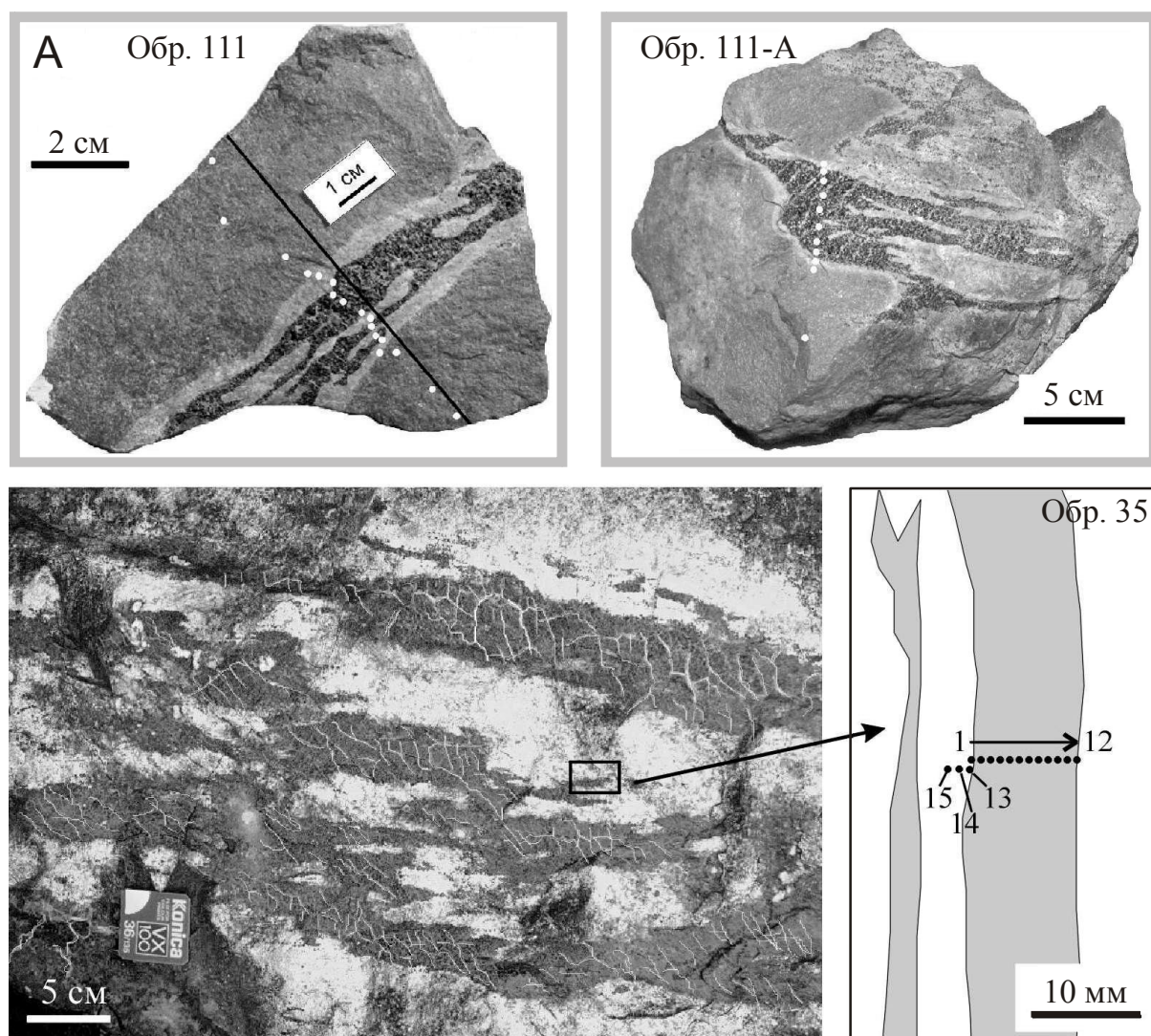


Рис. 4. А – Фотографии эпигенетических хромитовых сегрегаций 111, 111-А и 35 в дуни-тах Нижнетагильского массива.

Хромититы окружены серпентинитовыми зонами (светлые). Точками отмечены места отбора зерен хромшпинелида для анализа.

Б – Вариационные кривые изменения состава хромшпинелида по профилям вкрест рудных шлиров в обр. 111, 111-А и 35.

Профиль образца 111-А построен по средним значениям из замеров по двум зернам хромшпинелида из одной точки 1 – дунит, 2 – рудный хромшпинелид, 3 – серпентинитовая оторочка; 4 – цифры на профилях соответствуют номерам анализов хромшпинелидов в табл. 1. Стрелками показаны вариации состава хромшпинелида от центра к краю зональных зерен.

минералами. Нами было установлено широкое распространение кривогранных кристаллов кубо-видного или сферического габитуса, со сглаженными ребрами и вершинами в составе эпигенетических руд. Необычность морфологии кристаллов, возможно, связана с аномальными кинетическими или концентрационными условиями кристаллизации либо, напротив, с их последующим растворением, не затронувшим акцессорные минералы в дунитах.

Состав хромшпинелида и зональность рудных тел. Общеизвестно, что рудные хромшпинелиды по сравнению с акцессорными хро-

митами в платиноносных дунитах обладают более высокой магнезиальностью и содержаниями хрома, что нередко использовалось как одно из доказательств их более раннего (раннемагматического, кумулятивного и т.д.) образования. О.К. Иванов и Н.С. Рудашевский [1987] показали, что в процессе перекристаллизации дунитов в оливине увеличиваются концентрации магния и никеля, а в хромшпинелиде – хрома и магния, следовательно, более магнезиальные оливины и хромшпинелиды с более высоким содержанием хрома являются поздними, относительно более низкотемпературными про-

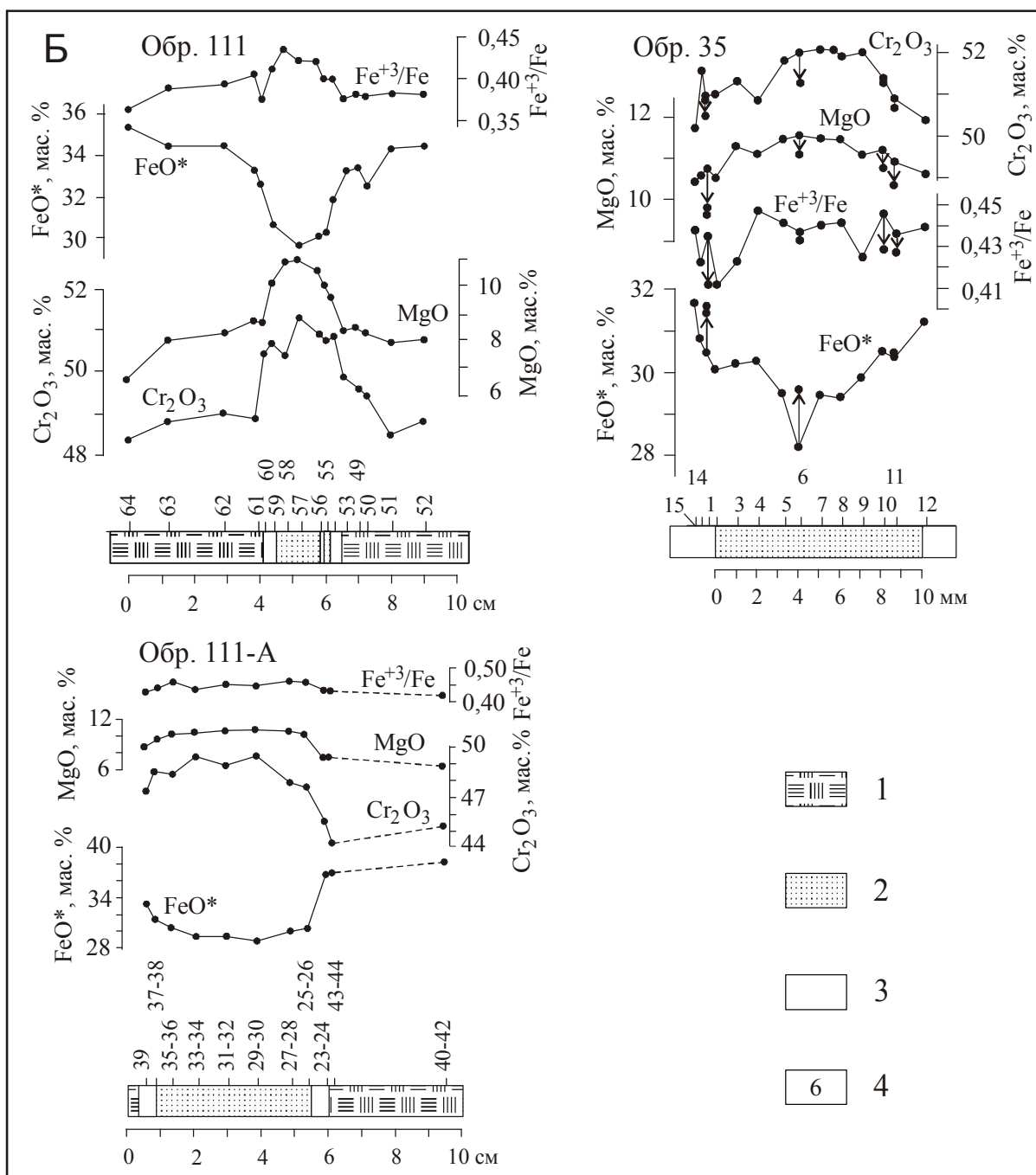


Таблица 1

Химический состав хромшпинелидов по профилю через рудное тело № 111 (анализы 49–64),
рудное тело № 111-А (анализы 23–44) и рудное тело № 35 (анализы 35-1–35-15), мас. %

№ пробы (рис. 4)	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58
TiO ₂	0,54	0,48	0,49	0,52	0,51	0,49	0,50	0,48	0,50	0,48
Al ₂ O ₃	7,57	7,31	7,71	7,69	7,52	7,29	7,55	7,28	7,45	7,44
Cr ₂ O ₃	49,48	49,27	48,46	48,85	49,81	50,79	50,74	51,02	51,26	50,56
FeO*	33,50	32,77	34,52	34,56	33,37	31,97	30,21	29,94	29,71	30,49
MnO	0,58	0,59	0,60	0,61	0,57	0,53	0,50	0,51	0,48	0,50
MgO	8,45	8,25	7,85	7,95	8,28	9,49	9,94	10,47	10,68	10,63
Сумма	100,12	98,67	99,63	100,18	100,06	100,56	99,44	99,7	100,08	100,1
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0,58	0,58	0,60	0,60	0,58	0,53	0,50	0,48	0,47	0,48
Fe ³⁺ /Fe	0,39	0,38	0,38	0,38	0,38	0,40	0,40	0,42	0,42	0,44
Cr/(Cr+Al)	0,81	0,82	0,81	0,81	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82
№ пробы (рис. 4)	59	60	61	62	63	64	23	24	25	26
TiO ₂	0,48	0,49	0,50	0,48	0,54	0,48	0,6	0,62	0,55	0,56
Al ₂ O ₃	7,40	7,44	7,11	7,19	7,47	6,94	7,14	6,83	7,76	7,59
Cr ₂ O ₃	50,82	50,61	48,96	49,02	48,82	48,32	45,42	45,51	46,6	48,65
FeO*	30,75	32,69	33,42	34,30	34,30	35,12	35,48	37,5	30,72	29,75
MnO	0,50	0,57	0,58	0,60	0,58	0,72	0,62	0,73	0,53	0,52
MgO	9,99	8,48	8,64	8,13	7,99	6,55	8,26	7,26	10,64	10,6
Сумма	99,94	100,28	99,21	99,72	99,7	98,13	97,52	98,45	96,8	97,67
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0,50	0,58	0,56	0,59	0,60	0,66	0,58	0,63	0,46	0,47
Fe ³⁺ /Fe	0,41	0,37	0,41	0,39	0,38	0,36	0,44	0,42	0,47	0,44
Cr/(Cr+Al)	0,82	0,82	0,82	0,82	0,81	0,82	0,81	0,82	0,80	0,81
№ пробы (рис. 4)	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
TiO ₂	0,61	0,56	0,54	0,56	0,59	0,57	0,54	0,54	0,61	0,54
Al ₂ O ₃	7,72	7,79	7,5	7,8	7,42	7,97	7,74	7,78	7,89	7,77
Cr ₂ O ₃	47,73	47,93	50,31	48,57	48,21	49,47	49,71	49,19	48,36	48,35
FeO*	30,1	29,64	28,4	29,25	29,5	29,11	29,52	29,3	30,22	30,45
MnO	0,49	0,49	0,5	0,47	0,5	0,5	0,5	0,5	0,47	0,49
MgO	11	10,78	11,01	11,2	11,2	10,87	10,99	10,62	11,09	10,9
Сумма	97,65	97,19	98,26	97,85	97,42	98,49	99	97,93	98,64	98,5
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0,45	0,46	0,45	0,44	0,44	0,46	0,46	0,47	0,45	0,46
Fe ³⁺ /Fe	0,47	0,45	0,43	0,46	0,47	0,43	0,44	0,43	0,46	0,46
Cr/(Cr+Al)	0,81	0,81	0,82	0,81	0,81	0,81	0,81	0,81	0,80	0,81
№ пробы (рис. 4)	37	38	39	40	41	42	43	44	35-1	35-2
TiO ₂	0,57	0,56	0,62	0,62	0,59	0,62	0,59	0,6	0,48	0,50
Al ₂ O ₃	7,41	7,55	7,49	7,21	7,35	7,34	7,18	7,45	7,13	7,37
Cr ₂ O ₃	48,77	48,36	47,33	43,08	44,96	44,63	44,63	45,66	50,51	51,01
FeO*	30,34	32,57	33,21	39,52	36,83	37,54	36,61	36,79	31,57	30,06
MnO	0,5	0,5	0,57	0,76	0,67	0,67	0,66	0,63	0,48	0,45
MgO	10,8	9,24	9,23	6,25	7,18	6,98	7,7	7,83	9,67	10,55
Сумма	98,39	98,78	98,45	97,44	97,58	97,78	97,37	98,96	99,84	99,94
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0,46	0,54	0,53	0,67	0,63	0,64	0,60	0,60	0,52	0,48
Fe ³⁺ /Fe	0,46	0,42	0,43	0,42	0,41	0,41	0,43	0,43	0,41	0,42
Cr/(Cr+Al)	0,82	0,81	0,81	0,80	0,80	0,80	0,81	0,80	0,83	0,82
№ пробы (рис. 4)	35-3	35-4	35-5	35-6с	35-6г	35-7	35-8	35-9	35-10с	35-10г
TiO ₂	0,50	0,51	0,48	0,48	0,47	0,47	0,48	0,49	0,48	0,49
Al ₂ O ₃	7,48	7,63	7,65	7,59	7,54	7,55	7,53	7,69	7,56	7,49
Cr ₂ O ₃	51,36	50,87	51,85	52,03	51,28	52,10	51,95	52,04	51,29	51,43
FeO*	30,22	30,29	29,50	28,19	29,69	29,44	29,38	29,85	30,52	30,52
MnO	0,41	0,41	0,41	0,40	0,44	0,41	0,41	0,42	0,42	0,44
MgO	11,31	11,11	11,46	11,55	11,09	11,47	11,46	11,07	11,21	10,74
Сумма	101,28	100,82	101,35	100,24	100,51	101,44	101,21	101,56	101,48	101,11
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0,45	0,46	0,45	0,44	0,46	0,45	0,45	0,46	0,46	0,48
Fe ³⁺ /Fe	0,45	0,44	0,44	0,43	0,44	0,44	0,44	0,43	0,45	0,43
Cr/(Cr+Al)	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82

ХРОМ-ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО ТИПА

Окончание таблицы 1

№ пробы (рис. 4)	35-11с	35-11г	35-12	35-13с	35-13г	35-14	35-15
TiO ₂	0,50	0,46	0,44	0,48	0,48	0,48	0,50
Al ₂ O ₃	7,54	7,53	7,65	7,44	7,14	7,51	7,37
Cr ₂ O ₃	50,93	50,70	50,41	50,91	50,97	51,64	50,25
FeO*	30,35	31,43	31,19	30,47	31,63	30,81	31,67
MnO	0,42	0,45	0,47	0,47	0,45	0,45	0,47
MgO	10,91	10,34	10,62	10,75	9,81	10,59	10,42
Сумма	100,65	100,91	100,78	100,52	100,48	101,48	100,68
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0,47	0,49	0,48	0,47	0,52	0,48	0,49
Fe ³⁺ /Fe	0,44	0,43	0,44	0,44	0,41	0,42	0,44
Cr/(Cr+Al)	0,82	0,82	0,82	0,82	0,83	0,82	0,82

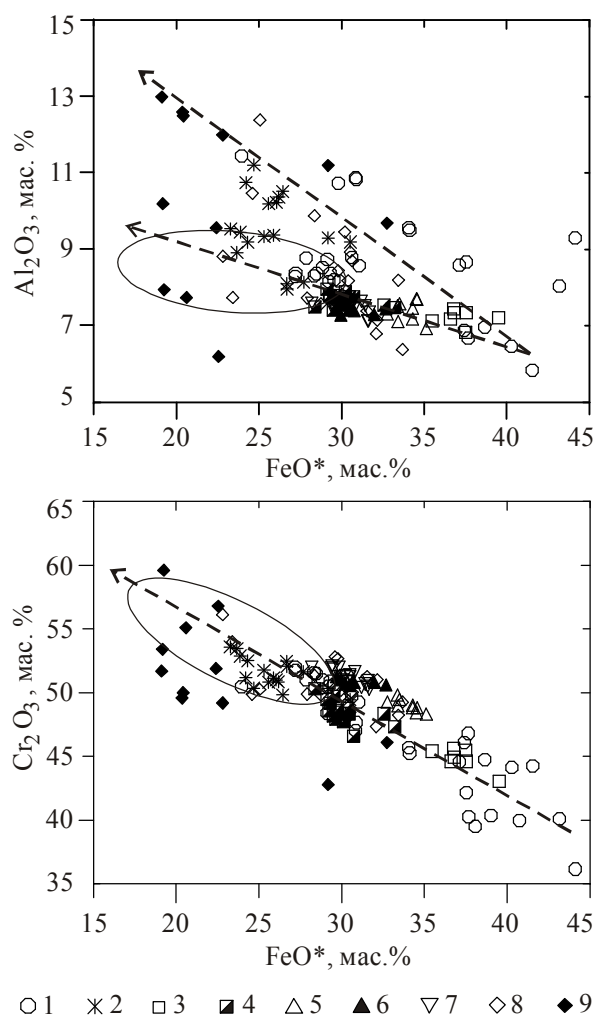
Примечание. Рудное тело № 111. 49-53, 61-64 – аксессуарный хромшпинелид из дунитов; 54, 59, 60 – хромшпинелид из серпентинитовой каймы; 55-58 – рудный хромшпинелид. Рудное тело № 111-А. 23, 24, 40-44 – аксессуарный хромшпинелид из дунитов; 25, 26, 39 – хромшпинелид из серпентинитовой каймы; 27-38 – рудный хромшпинелид. Рудное тело № 35. 1, 13-15 – серпентинитовая кайма; 2-12 – рудный хромшпинелид; с – центр зерен, г – край зерен. Положение точек отбора зерен хромшпинелида для анализа показано на рис. 6. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург (аналитик В.Г. Гмыря). FeO* – все железо в виде FeO.

дуктами перекристаллизации первичных дунитов. Опираясь на сходство состава хромитов из руд, дунит-пегматитов и миаролитовых дунитов, О.К. Иванов [1997] сделал вывод о связи рудообразования с явлениями перекристаллизации ультрамафитов. Однако из этих данных следует еще один важный генетический вывод – что процессы трансформации пород и состава минералов идут непрерывно при понижении температуры и окончательный результат зависит от множества конкретных факторов: положения в разрезе, количества и состава флюида, открытости или закрытости системы и т.д.

Проведенное нами изучение состава хромшпинелида вкрест эпигенетических рудных тел выявило наличие неизвестной ранее зональности. Нами было изучено три хромитовых шлира разной мощности (рис. 4). Установлено, что градиент изменения состава хромшпинелида обратно пропорционален размерам рудного тела. Составы хромшпинелидов приведены в табл. 1. В самом общем виде эта зональность выражается в увеличении содержаний хрома, алюминия, магния и величины $Fe^{3+}/Fe_{общ}$ и в падении содержания железа в хромшпинелиде от краев рудных тел к их центру и, соответственно, от вмещающего дунита по направлению к рудному телу. При этом величина $Cr/(Cr + Al)$ отношения в хромшпинелидах практически не изменяется, отражая синхронное и пропорциональное изменение концентраций этих элементов в хромшпинелиде. Такое явление хорошо известно для основных и ультраосновных ин-

трузивных и вулканических пород, когда в процессе кристаллизации Cr и Al в хромите пропорционально замещаются Fe^{3+} и Ti, а Mg замещается Fe^{2+} [Плаксенко, 1989]. Однако в данном случае процесс явно направлен в противоположную сторону и ведет к росту в хромшпинелиде концентраций магния, хрома и алюминия за счет железа и титана при параллельном росте магнезиальности сосуществующего оливина от ранних к поздним стадиям кристаллизации. Это прямо противоположно известным магматическим закономерностям, но согласуется с изменениями состава минералов при перекристаллизации дунитов, выявленными ранее [Иванов, Рудашевский, 1987]. Можно предположить, что и перекристаллизация дунитов, и формирование рудных сегрегаций – процессы взаимосвязанные. Состав хромшпинелида из серпентинитовых каемок, окружающих эпигенетические руды, свидетельствует, что эти каймы являются элементом общей рудной зональности.

Данные по составу хромшпинелида зональных тел были использованы для анализа общих вариаций состава хромитов в ряду дуниты (перекристаллизованные дуниты, дунит-пегматиты, миаролитовые дуниты, хромититы) – включения в минералах платины. На диаграммах (рис. 5) отчетливо видно, что в этом ряду закономерно снижается количество суммарного железа (в виде FeO) от 40 % в аксессуарном хромшпинелиде дунитов до 20 % в хромитах, образующих включения в МПГ. В этом же направлении заметно возрастают концентрации



Cr_2O_3 от 40-45 % до 55-60 % и менее заметно, но закономерно – Al_2O_3 от 6 до 13 % по крайним значениям, что и объясняет постоянство отношения $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$. А.Г. Бетехтин [1935] отмечает присутствие в месторождении «Госшахта» хромшпинелидов даже с 16 % Al_2O_3 . О высокой неоднородности хромшпинелидов этого месторождения свидетельствуют и последние данные Ю.А. Волченко с соавторами [2002]. Фигуративные точки рудных хромшпинелидов этого месторождения образуют вытянутый рой, не нарушающий выявленной закономерности. Отметим, что от дунитов к перекристаллизованным дунитам, далее к хромититам и к хромшпинелидам, образующим включения в МПГ, возрастает дисперсия состава хромшпинелидов, что, возможно, является отражением неоднородности протекающих процессов перекристаллизации и рудообразования. Совокупность данных по составу акцессорных и рудных хромшпинелидов и составу МПГ Нижнетагильского и других массивов Платиноносного поя-

Рис. 5. Диаграммы Al_2O_3 – FeO^* и Cr_2O_3 – FeO^* для хромшпинелидов.

1, 2 – дуниты Нижнетагильского массива [Иванов, Рудашевский, 1987]: 1 – дуниты первичные и перекристаллизованные, 2 – дунит-пегматиты; 3-7 – зональные эпигенетические рудные тела (наши данные): 3 – дуниты (обр. 111), 4 – хромититы (обр. 111), 5 – дуниты (обр. 111-А), 6 – хромититы (обр. 111-А), 7 – хромититы (обр. 35); 8 – хромититы Нижнетагильского массива [Платинометальное..., 2001]; 9 – включения хромшпинелидов в платиноидах [Рудашевский, Мочалов, 1985]; Овальное поле – состав рудных хромшпинелидов месторождения «Госшахта» [Волченко и др., 2002]. Стрелками показано направление изменения состава хромшпинелида от дунитов к перекристаллизованным дунитам, хромититам и включениям в МПГ.

са, а также Уктусского массива, показывает, что установленные вариации непрерывны по своей сути [Иванов, Рудашевский, 1987; Иванов, 1997; Пушкарев, 2000а], поэтому попытки разделить платиновое оруденение на так называемые дунитовый и хромитовый типы [Волченко и др., 2000, 2002; Платинометальное..., 2001] не имеют под собой достаточных оснований.

Сингенетические микровключения в хромшпинелиде. Хромшпинелиды эпигенетических рудных сегрегаций часто содержат полиминеральные, реже мономинеральные, микровключения. По составу их можно условно разделить на преимущественно силикатные (силикатные минералы±апатит±сульфиды) и преимущественно платиновые (МПГ±силикаты). Размер силикатных включений составляет обычно 10-50 мкм, иногда достигает 100 мкм и более. Размер включений платиновых минералов 5-20 мкм, редко крупнее.

Форма отдельных силикатных включений обычно правильная, прямоугольная или шестиугольная, с явно выраженной ориентировкой согласно кристаллографическим направлениям минерала-хозяина. Если в одном зерне хромита зафиксировано несколько включений, они будут иметь общую субсогласную ориентировку. Нами были изучены микровключения, не имеющие видимой связи с дефектами кристалла-хозяина, трещинами и т.п., что позволило интерпретировать их как первичные, сингенетические включения вещества, захваченного в процессе роста хромшпинелида.

Выделены следующие устойчивые минеральные ассоциации силикатных включений:

ХРОМ-ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО ТИПА

1) оливин±Cr-глаголевит; 2) диопсид+флогопит ±Cr-глаголевит±гранат; 3) паргасит+флогопит ±Cr-глаголевит±гранат (везувиан?)±пектолит; 4) серпентин±Cr-глаголевит±гранат±апатит. Морфология и внутреннее строение типичных

силикатных включений показаны на рис. 6. Их состав несколько различается от массива к массиву, отражая, по-видимому, локальные особенности минералообразующей среды. Так, в хромититах Нижнетагильского массива, наряду с

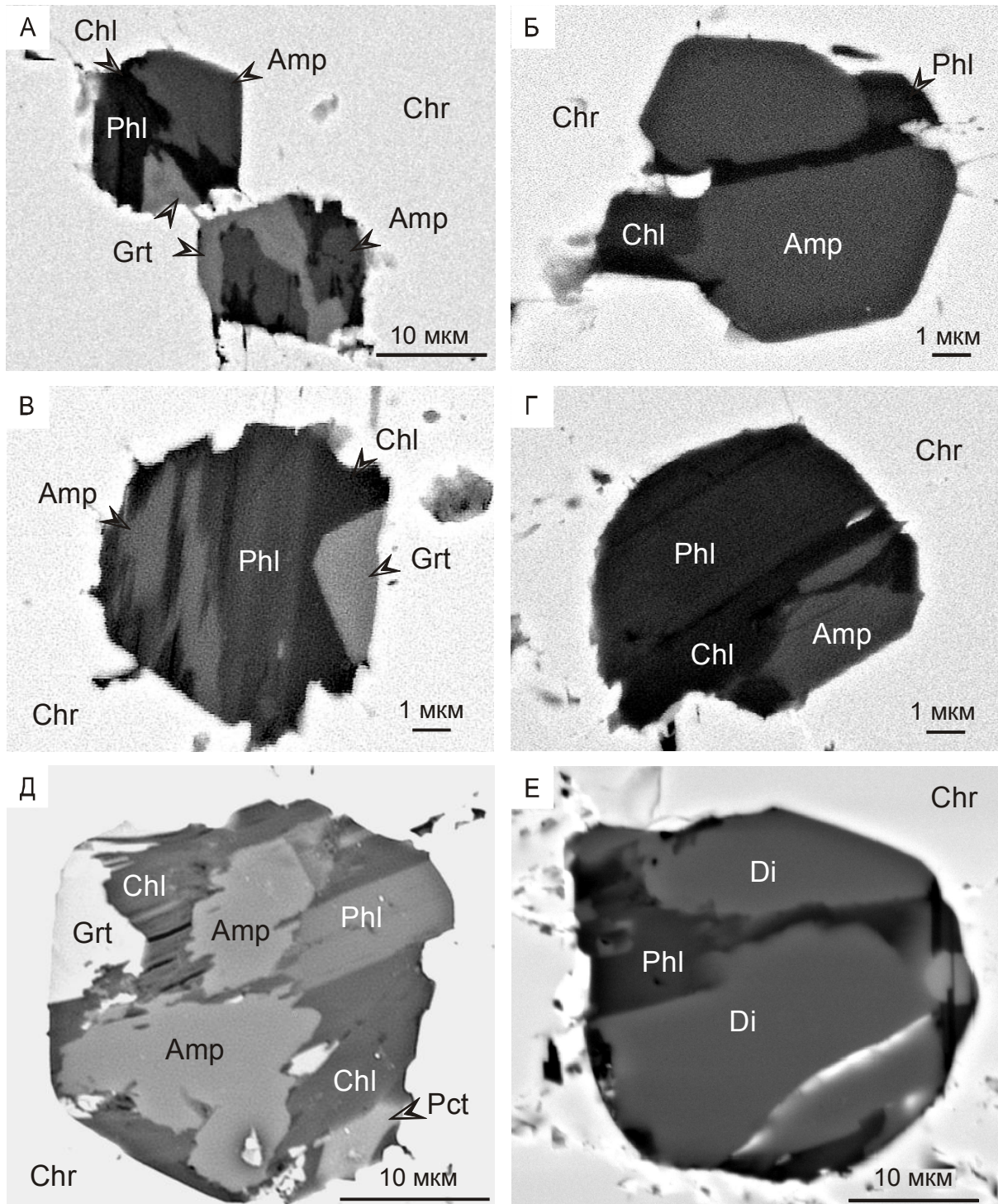


Рис. 6. Строение многофазных силикатных микровключений в хромшпинелиде из хромитов Уктусского массива (А-Г), Кытлымского массива (Д), Нижнетагильского массива (Е).

Изображения в обратнорассеянных электронах получены на электронном микроскопе JSM-6400 Jeol (г. Сыктывкар, аналитик В.Н. Филиппов). Di – диопсид; Chl – хлорит; Amp – амфибол; Phl – флогопит; Pct – пектолит; Grt – гранат; Chr – хромит.

Таблица 2

Химический состав оливина из микровключений в хромшпинелидах (мас. %)

№ обр.	Нт-35		Нт-31/1		А-1		Нт-48		Нт-119
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	42,15	42,07	41,68	41,52	41,93	42,00	41,22	41,18	41,30
MgO	53,12	53,08	51,74	52,57	52,05	52,00	54,05	54,01	51,41
FeO	3,57	4,26	4,02	4,48	3,87	4,98	3,16	3,25	4,93
CaO	0,26	0,26	0,33	0,36	0,25	0,50	0,25	0,25	0,23
MnO	0,11	0,11	0,08	0,01	0,00	0,09	0,02	0,04	0,04
NiO	0,14	0,20	0,27	0,11	0,16	0,13	0,17	0,24	0,00
Cr ₂ O ₃	0,80	0,56	1,26	0,99	0,96	1,03	1,32	1,43	0,98
Сумма	100,15	100,52	99,37	100,04	99,22	100,72	100,18	100,39	99,36
Mg#	96,4	95,7	95,8	95,4	96,0	95,0	96,8	96,7	94,9

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе Camebax. ГЕОХИ РАН (г. Москва), аналитик Н.Н. Кононкова. $Mg\# = Mg/(Mg + Fe) \cdot 100$

преобладающими мономинеральными включениями оливина, широко распространены двухфазные диопсид-флогопитовые срастания, иногда сопровождающиеся хром-натрийсодержащим хлоритом (Cr-глаголевитом) и хромовымgrossуляром. В хромититах Кытлымского и Уктусского массивов появляются паргасит-флогопитовые микровключения. Последние, вместе с диопсид-флогопитовыми и более сложными включениями, преобладают над оливиновыми.

Оливин никогда не наблюдается в составе многофазных включений, сложенных разными комбинациями кальциевых и водных силикатов. Чаще всего он образует мономинеральные включения, изредка сопровождаясь тонкими выделениями натрового хлорита на контакте с вмещающим хромшпинелидом. Форма оливиновых включений чаще всего округлая. Размеры достигают 200-300 мкм, при средних значениях 50 мкм. Состав оливина характеризуется крайне низкой железистостью ($f = 0,03-0,06$), низким содержанием NiO ($< 0,2$ мас. %) и повышенными концентрациями кальция ($CaO = 0,25-0,36$ мас. %), близкими к таковым

в порообразующем оливине. Для оливина, включенного в хромшпинелид, характерна высокая концентрация хрома, варьирующая от 0,5 до 1,4 мас. % Cr_2O_3 независимо от размера зерен (табл. 2). Это не может быть объяснено влиянием хромитовой матрицы на результат анализа включения, поскольку в таком случае должна была бы наблюдаться положительная корреляция концентраций хрома и железа, а для оливина микровключений установлена четкая отрицательная зависимость двух этих компонентов (рис. 7). Вариации содержания хрома по абсолютной величине сопоставимы с вариациями содержания железа, что с учетом близости ионных радиусов железа и хрома позволяет предполагать наличие $Cr^{3+} + Fe^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$ изоморфизма. В природе очень редко встречаются оливины со столь высоким содержанием хрома [Melcher et al., 1994; Shiano et al., 1997; Arai, Matsukage, 1998], кристаллохимическая емкость которого в отношении этого элемента составляет не более 0,3-0,4 % Cr_2O_3 [Mosley, 1984]. Высокотемпературная моноклиническая модификация оливина – ведслеит, который спосо-

Рис. 7. Составы силикатных минералов из интерстициальной ассоциации дунитов, минерализованных миарол в дунитах и из включений в рудном хромшпинелиде.

А-В – составы оливинов: А: 1 – аксессуарные хромшпинелиды из дунитов Нижнетагильского массива; 2 – оливины из включений в рудном хромшпинелиде. Б, В – оливины из включений в рудном хромшпинелиде. Г-Е – состав клинопироксенов: 1, 2 – интерстициальный клинопироксен в дунитах: 1 – Кытлымский массив (Йовское и Косьвинское тело), 2 – Нижнетагильский массив; 3 – миарола в дунитах Нижнетагильского массива; 4 – включения в рудном хромшпинелиде; 5 – срастания с МПГ. Ж, З – составы амфиболов: 1, 2 – интерстициальные амфиболы дунитов Кытлымского массива: 1 – Сосновского дунитового тела, 2 – дунитов западного склона горы Тылайский Камень (пластовые дуниты); 3 – включения в рудном хромшпинелиде Кытлымского массива; 4 – включения в рудном хромшпинелиде Уктусского массива; 5 – миарола в дунитах Нижнетагильского массива.

ХРОМ-ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО ТИПА

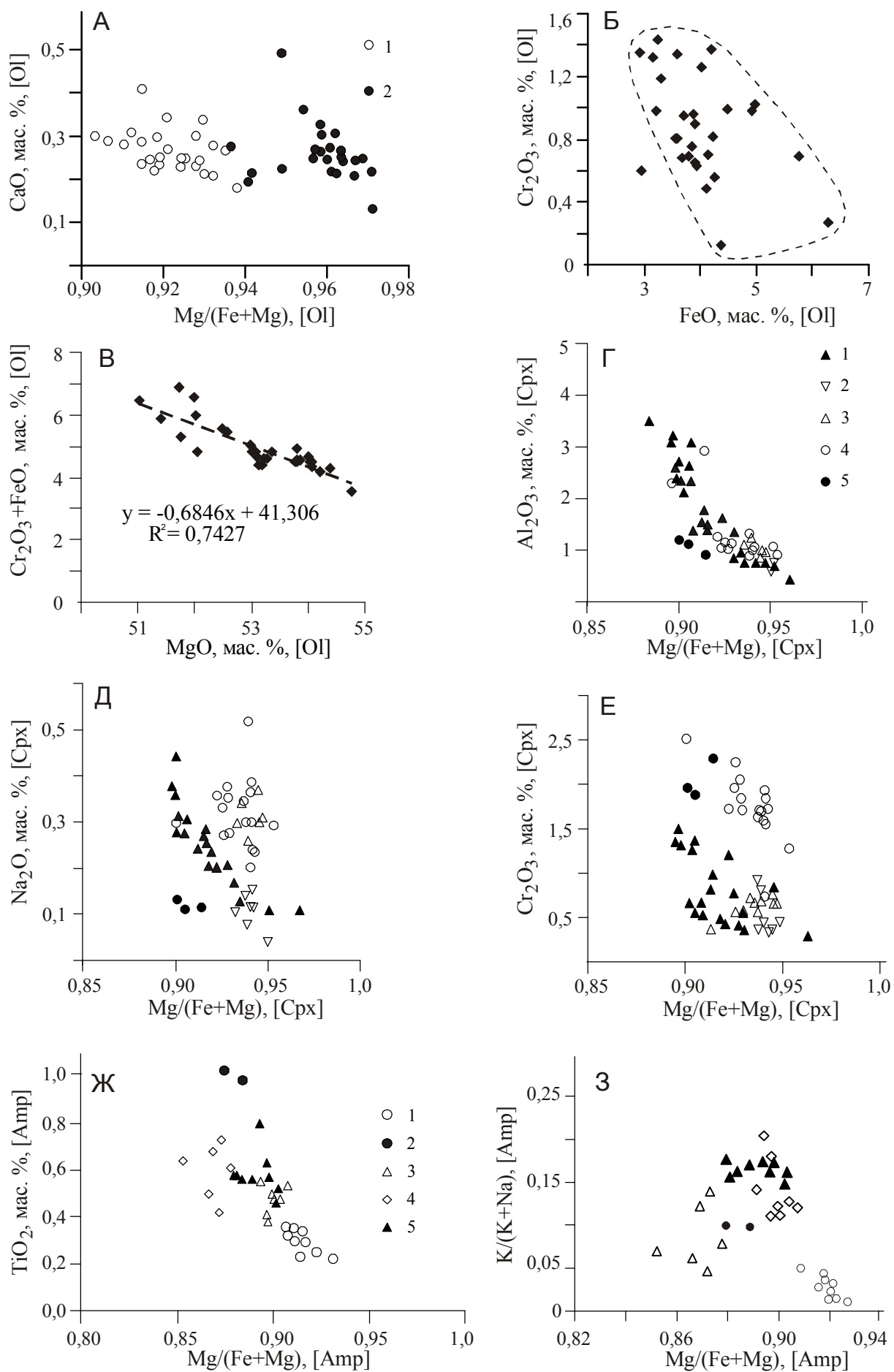


Таблица 3

Химический состав минералов из силикатных микровключений в рудном хромшпиннелиде (мас. %)

№обр.	Ук-221		Кт-344				Кт-349							Нт-119					
	Амр	Ді	Ді	Ді	Амр	Амр	Phl	Pct	Chl	Ді	Грт	Phl	Ді	Грт	Phl	Ді	Chl	Грт	
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15				
SiO ₂	43,97	51,14	51,25	49,05	42,77	42,24	39,98	52,85	32,19	52,98	36,41	40,73	52,03	27,58	35,31				
TiO ₂	0,78	0,13	0,09	0,14	0,14	0,53	0,23	0,04	0,00	0,15	1,46	0,04	0,09	0,12	0,40				
Al ₂ O ₃	11,29	1,17	0,92	1,06	11,87	12,80	17,34	0,51	13,33	1,40	8,55	15,70	1,03	16,83	7,28				
Cr ₂ O ₃	2,44	1,96	2,30	2,76	3,02	2,73	1,89	1,21	1,97	1,35	9,49	2,46	2,25	2,79	8,48				
MgO	18,13	18,69	17,59	17,25	20,68	18,97	26,52	0,05	37,00	16,67	0,07	26,39	16,75	34,80	3,75				
FeO*	3,96	3,54	2,94	5,08	3,65	3,45	1,94	0,66	1,59	2,43	9,35	2,36	2,38	2,43	8,10				
CaO	12,08	24,5	25,2	23,98	13,21	11,80	0,01	32,12	0,00	23,49	32,97	0,01	24,58	0,08	33,12				
K ₂ O	0,83	0,00	0,00	0,00	0,09	0,78	9,97	0,00	0,00	0,02	0,00	10,54	0,02	0,06	0,00				
Na ₂ O	3,31	0,13	0,11	0,11	3,64	3,68	0,50	10,75	0,87	0,51	0,00	0,17	0,27	3,15	0,00				
Сумма	96,79	100,78	100,47	99,45	99,05	97,05	98,40	98,28	86,95	99,04	98,33	98,47	99,48	87,83	96,49				
Формульные коэффициенты																			
Si	6,361	1,889	1,889	1,848	6,076	6,377	2,983	2,877	3,040	1,955	2,967	3,051	1,932	2,660	2,935				
Ti	0,085	0,003	0,003	0,004	0,015	0,060	0,000	0,000	0,000	0,000	0,089	0,000	6,076	5,478	5,540				
Al(IV)	1,639	0,111	0,111	0,047	1,924	1,623	1,011	0,033	0,960	0,061	0,000	0,949	0,015	0,047	0,046				
Al(VI)	0,287	0,000	0,000	0,000	0,063	0,655	0,513	0,000	0,530	0,000	0,821	0,411	1,924	2,157	2,115				
Cr	0,279	0,067	0,067	0,082	0,339	0,326	0,112	0,052	0,150	0,040	0,611	0,146	0,063	0,000	0,000				
Fe ²⁺	0,479	0,090	0,090	0,160	0,433	0,432	0,121	0,030	0,130	0,075	0,000	0,148	0,339	0,876	0,000				
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,573	0,000	0,000	0,000	0,815				
Mg	3,909	0,966	0,966	0,969	4,378	4,269	2,950	0,000	5,220	0,917	0,000	2,947	0,433	0,813	0,937				
Ca	1,873	0,995	0,995	0,968	2,010	1,908	0,000	1,874	0,000	0,929	2,878	0,000	4,378	4,218	4,205				
K	0,153	0,000	0,000	0,000	0,016	0,151	0,949	0,000	0,000	0,000	0,000	1,007	2,010	1,897	1,804				
Na	0,928	0,008	0,008	0,008	1,001	1,078	0,072	1,134	0,160	0,036	0,000	0,000	0,016	0,044	0,044				

Примечание. 2-5 – силикаты из микровключений в хромшпиннелиде в сростании с Рт-фазами; 1, 6-15 – полифазные силикатные микровключения. Количество катионов приведено в пересчете на: 24 атома кислорода для амфибола; 12 – для флогопита; 6 – для диопсида; 6 – для пектолита, 12 – для граната. Обр. Ук-296 – Уктусский массив; обр. Кт-344, Кт-349 – Кытлымский массив, гора Косьвинский Камень, обр. Нт-119 – Нижнетагильский массив. Индексы минералов даны в соответствии с международными рекомендациями: Di – диопсид; Chl – хлорит; Амр – амфибол; Ар – апатит; Phl – флогопит; Pct – пектолит; Grt – гранат; Ррт – перовскит. Анализ 2-5 выполнены на рентгеновском микроанализаторе ARL-SEM Q в Университете г. Модена (Италия); анализы 6-15 выполнены на рентгеновском микроанализаторе Camebax, ГЕОХИ РАН (г. Москва), аналитик Н.Н. Кононкова. FeO* – все железо в виде FeO.

бен концентрировать в себе во много раз больше хрома, алюминия, титана и других элементов по сравнению с обычным оливином, пока установлена только в экспериментальных работах [Gudfinnsson, Wood, 1998].

Клинопироксен – обычный минерал микровключений. Клинопироксен-флогопитовые включения являются наиболее распространенными в рудных хромшпинелидах Нижнетагильского массива. В таких включениях пироксен составляет до 50-90 % объема. По составу клинопироксен соответствует низкожелезистому хромдиопсиду (табл. 3). Для него характерны более низкие по сравнению с интерстициальным клинопироксеном дунитов концентрации глинозема и титана (рис. 7) и более высокие содержания натрия и хрома. В Кытлымском и Уктусском массивах микровключения с клинопироксеном могут соседствовать с паргаситовыми, даже в пределах одного образца, но в составе одного микровключения клинопироксен и амфибол не встречаются. Расчеты валового химического состава диопсид-флогопитовых включений показывают, что они по соотношению SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , щелочей и титана напоминают составы тылаитов (меланократовых оливин-флогопитовых габброидов) ППУ, которые рассматриваются как первичные расплавы для дунит-клинопироксенит-тылаитовых комплексов Урало-Аляскинского типа [Ферштатер и др., 1999; Пушкарев, 2000а].

Амфибол в составе силикатных микровключений соответствует по составу хромовому (2,28-3,32 мас. % Cr_2O_3), предельно натровому, низкокалиевому паргаситу (табл. 3). Отношение $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ варьирует от 0,04 до 0,2. Наиболее низкокалиевыми являются амфиболы, сростающиеся с включениями платиновых минералов. Для них же характерны минимальные концентрации титана. По составу амфибол включений довольно близок к интерстициальному амфиболу, сравнительно недавно описанному в платиноносных дунитах Урала [Пушкарев, 2000б]. Более всего микровключений с амфиболом нами было обнаружено в хромитах Кытлымского и Уктусского массивов, а в Нижнетагильском массиве он практически не встречается. В каждом из массивов амфиболы немного различаются по составу (рис. 7).

Флогопит микровключений представлен хромовой разновидностью и характеризуется значительными вариациями содержания калия и натрия. В ассоциации с диопсидом (Нижне-

тагильский массив) он наиболее калиевый, тогда как в ассоциации с паргаситом (Кытлымский и Уктусский массивы) содержания натрия возрастают вплоть до появления натрового флогопита (табл. 3). Относительные содержания натрия в сосуществующем флогопите и паргасите связаны слабой прямой зависимостью [Аникина и др., 1999б]. Ассоциация паргасит-флогопит в микровключениях из Уктусского массива характеризуется более высокими концентрациями натрия, чем такая же ассоциация в микровключениях из хромититов Кытлымского массива.

Хлорит в составе силикатных микровключений является весьма распространенным минералом и характеризуется постоянно высокими содержаниями Cr_2O_3 (от 1,9 до 3,8 %). По соотношениям основных компонентов он отвечает клинохлору (табл. 3). Необычной особенностью этого хлорита являются аномально высокие концентрации натрия (до 3 % Na_2O и выше), что было подробно описано нами ранее [Аникина и др., 2001]. Натровый хлорит – глаголевит недавно установлен в метасоматитах Ковдорского щелочно-ультраосновного массива и утвержден как новый минерал [Середкин и др., 2003]. Натровый хлорит из уральских хром-платиновых проявлений в таком случае может быть отнесен к хромистой разновидности глаголевита. Хлорит, сопровождающий включения платиновых минералов, также относится к натрийсодержащей разновидности с содержанием $\text{Na}_2\text{O} = 0,7$ мас. %.

Гранат образует мелкие (первые микроны) ксеноморфные выделения, приуроченные, как правило, к границам микровключений с вмещающим хромшпинелидом [Аникина и др., 2002]. В случае, когда гранат включен в Na-хлорит (рис. 6), четко проявлены кристаллографические грани. Гранаты микровключений относятся к уграндитовому ряду с широкими вариациями в их составе соотношений трех конечных членов группы: уваровита (7-26),grossуляра (36-63) и андрадита (16-23) (табл. 3). Содержание TiO_2 может достигать 2 мас. %, отражая присутствие шорломитового компонента. Хромовый grossуляр силикатных микровключений в хромшпинелиде близок по составу гранатам из аподолеритовых платиноносных скарнов Талнахской интрузии [Рябов и др., 1996] и из родингитов Длинногорского массива [Осипенко и др., 2001], отличаясь от тех и других несколько повышенными концентрациями же-

Таблица 4

Химический состав минералов из миарол, интерстициальных парагенезисов и поздних прожилков в хромититах (мас. %)

№обр. Минерал Компонент	23/383		66/34548		3/31363		Ук-296		Кт-349			Нг-127		
	Chl	Grt	Chl	Grt	Chl	Grt	Chl	Grt	Prt	Grt	Di	Amp	Phl	Chl
SiO ₂	34,70	36,69	32,00	37,15	29,05	35,13	32,69	35,13	0,00	37,77	49,82	43,26	32,40	30,34
TiO ₂	0,00	0,51	0,05	1,59	0,00	1,38	0,04	1,38	55,40	1,28	0,00	0,46	0,24	0,00
Al ₂ O ₃	19,83	2,24	17,40	5,54	17,16	4,00	13,74	4,00	0,00	2,41	1,55	9,09	0,44	13,71
Cr ₂ O ₃	0,84	20,02	2,04	11,05	2,69	6,98	2,76	6,98	0,69	12,44	1,42	2,36	5,50	1,59
MgO	34,68	0,13	36,94	0,49	36,69	0,71	36,77	0,71	0,00	0,53	15,92	20,37	0,00	36,42
FeO*	0,96	6,91	2,04	9,96	2,92	15,86	3,05	15,86	0,64	13,77	2,40	3,96	21,55	3,06
CaO	0,00	33,11	0,00	34,26	0,00	36,46	0,04	36,46	43,43	32,54	27,66	12,57	34,74	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,77	97,26	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	1,85	0,00	3,14	0,40	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	2,90	1,60	1,35
Сумма	91,03	99,69	92,37	100,1	91,75	100,59	89,58	100,59	100,81	100,8	98,77	95,74	92,46	86,49
Формульные коэффициенты														
Si	3,076	3,030	2,877	3,006	2,679	2,893	3,036	2,893	0,000	3,070	1,870	0,630	3,078	2,940
Ti	0,000	0,032	0,000	0,097	0,000	0,086	0,003	0,086	0,953	0,080	0,000	0,053	0,000	0,000
Al(IV)	0,924	0,000	1,123	0,000	1,321	0,000	0,964	0,000	0,000	0,000	0,069	1,370	0,922	1,060
Al(VI)	1,147	0,218	0,720	0,528	0,540	0,388	0,540	0,388	0,000	0,210	0,000	0,120	0,275	0,500
Cr	0,059	1,307	0,145	0,707	0,196	0,455	0,203	0,455	0,013	0,800	0,042	0,287	0,093	0,120
Fe ²⁺	0,071	0,429	0,153	0,607	0,225	0,983	0,237	0,983	0,012	0,840	0,076	1,740	0,508	0,250
Mg	4,740	0,016	4,951	0,059	5,044	0,087	5,091	0,087	0,000	0,060	0,893	4,657	3,175	5,260
Ca	0,000	2,929	0,000	2,970	0,000	3,217	0,000	3,217	1,064	2,830	1,115	2,064	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,151	0,796	0,000
Na	0,000	0,000	0,322	0,000	0,561	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000	0,000	0,862	0,247	0,250
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,98	—	0,97	—	0,97	—	0,96	—	—	—	0,94	0,90	0,94	0,96

Примечание. 1-5, 12-15 – Нижнетагильский массив; 6, 7 – Уктусский массив; 8-11 – Кытлымский массив, гора Косьвинский Камень. 1-4 – поздние хлорит-гранатовые прожилки в хромитите; 5 – хлорит в сростании с изоферроплатиной; 6-11 – интерстициальная минеральная ассоциация хромититов; 12-15 – миарола в дунитах. Анализы 1-5 выполнены на рентгеновском микроанализаторе «Самебах», ГЕОХИ РАН (г. Москва), аналитик Н.Н. Кононова; анализы 6, 7 выполнены на микроанализаторе ARL-SEM (Университет г. Модена, Италия); анализы 8-11 выполнены на электронном микроскопе JSM-6400 Jeol с энергодисперсионной приставкой Link, ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар), аналитик В.Н. Филиппов; анализы 12-15 выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), аналитик В.Г. Гмыря. FeO* – для всех минералов, кроме граната, все железо в виде FeO, для граната все железо в виде Fe₂O₃. Обозначения минералов см. в примечаниях к табл. 3.

леза при сопоставимых или более низких содержаниях титана.

Помимо описанных выше минералов, в составе включений в хромшпинелиде и платине нередко отмечаются апатит, сульфиды меди, никеля и железа, цеолиты, альбит, титанит, везувиан и др. минералы [Johan, 1997, и др.].

Структура и минералогия интерстициальной ассоциации цемент а руд и конт ракцион ных т рещин. В хром-платиновых рудах хромшпинелиды формируют своеобразный каркас, сцементированный преимущественно серпентином и хлоритом с подчиненным количеством кальциевых гидрогранатов, карбонатов и других минералов, среди которых отмечается даже перовскит и апатит (табл. 4). Количество этих минералов по отношению к объему рудной части составляет обычно 50-20 %. К интерстициальной ассоциации относится большая часть платиновой минерализации, которая будет описана ниже.

Контракционные минерализованные трещины мощностью 1-3 мм, секущие рудные тела, часто имеют зональное строение (рис. 3). Приконтактные зоны таких трещин выполнены зональными колломорфными агрегатами хлорита, серпентина и граната, а внутренняя часть заполнена либо аморфным серпентином, либо карбонатным агрегатом. В центральных частях иногда сохраняются друзовые полости. Структура силикатного выполнения замкнутых объемов между зернами рудного хромшпинелида часто имеет концентрически-зональный рисунок, напоминающий выполнение миароловых полостей в вулканогенных породах.

Особенности состава минерализованных трещин, по нашему мнению, характеризуют остаточный материал после кристаллизации хром-платиновых руд, в котором, помимо магния и кремния, присутствуют такие компоненты, как кальций, глинозем, фосфор, титан и водно-углекислотный флюид. По своим свойствам это вещество могло соответствовать коллоиду (кристаллозолю), а его окончательное становление происходило в замкнутом объеме в закрытых условиях. После своего окончательного становления хром-платиновые руды с колломорфным силикатным цементом не испытывали каких-либо дополнительных термальных или динамических воздействий, что обусловило сохранность структур цемента.

К сожалению, в литературе отсутствуют данные о валовом химическом составе эпигене-

тических хром-платиновых руд, за исключением концентраций ЭПГ. Это затрудняет проведение масс-балансовых расчетов. Однако, используя информацию о составе главных минералов и их примерных количественных соотношениях, можно утверждать, что средняя степень концентрирования таких компонентов, как хром и ЭПГ, для руд нижнетагильского типа относительно первичных дунитов составляет приблизительно 100. Для каждого конкретного тела эта величина незначительно варьирует, что определяется высокой неравномерностью распределения МППГ в объеме рудных тел и зависит от степени аппроксимации аналитических данных по ним, но порядок этого коэффициента будет одним и тем же. Данные о содержаниях ЭПГ в породах и хромититах ППУ и Уктусского массива и характере их распределения можно найти в опубликованных работах [Garuti et al., 1997; Пушкарёв, 2000а,б; Платинометальное..., 2001, и др.].

Минералы элементов платиновой группы

Минералы элементов платиновой группы присутствуют в хромититах либо в виде тонких (1-20 мкм) включений в зернах хромшпинелидов, либо образуют интерстициальные ксеноморфные зерна, цементирующие хромшпинелиды. Платиновые минералы интерстициальной ассоциации образуют, как правило, крупные зерна и их скопления размером от нескольких десятков или сотен микрон до нескольких миллиметров. Максимальный зарегистрированный вес подобных рудных скоплений платины из уральских месторождений составил 427 грамм.

При исследовании эпигенетических хромититов Нижнетагильского, Кытлымского и Уктусского массивов было изучено около двухсот зерен МППГ во включениях и в интерстициях рудных хромшпинелидов, а общее количество проанализированных фаз составило более 300 [Аникина и др., 1999б; Garuti et al., 2002]. Размер большинства проанализированных зерен составил от 5 до 35 мкм, при меньших размерах были получены только полуколичественные характеристики состава минералов. Размер наиболее крупных интерстициальных зерен достигал 0,4-1,5 мм. Большинство изученных нами минералов, за редким исключением, являются уже установленными и известными в хром-платиновых рудах Урала [Разин, 1968; Рудные..., 1978; Иванов, 1997, Платинометаль-

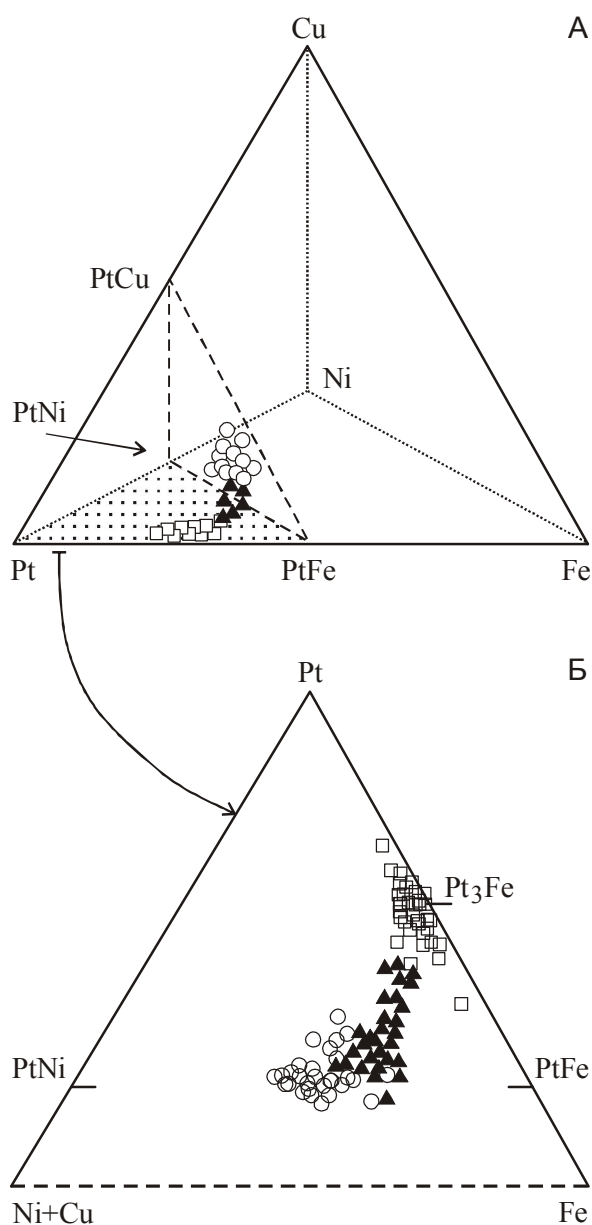


Рис. 8. Составы платиновых сплавов из хромититов Кытлымского, Нижнетагильского и Уктусского массивов [Garuti et al., 2002] в координатах Pt–Fe–Ni–Cu (А) и проекция этих составов на треугольную диаграмму Pt–Fe–(Ni+Cu) (Б).

На диаграмме (А) отчетливо заметно существование трех групп платиновых сплавов: квадраты – Pt–Fe сплавы, близкие по составу к изоферроплатине Pt_3Fe ; треугольники – Pt–Fe–Ni–(Cu) сплавы, варьирующие по составу от $Pt_{2,5}(Fe, Ni, Cu)_{1,5}$ до $Pt(Fe, Ni, Cu)$ и Pt_2FeNi ; кружки – Pt–Fe–Cu–(Ni) сплавы близкие по составу к Pt_2FeCu . На треугольной проекции (Б) видно, что все три группы платиновых минералов образуют почти непрерывный тренд составов, отражающий увеличение содержаний Ni и Cu с уменьшением Pt/Fe отношения. Небольшие количества других ЭПГ включены при расчете в Pt.

сульфиды, арсениды и теллуриды ЭПГ, а также Fe–Cu–Ni сульфиды с примесью платиноидов.

Для описания вариаций химического состава МПГ удобно использовать Pt–Fe–Cu–Ni тетраэдр и треугольную проекцию Pt–Fe–(Ni + Cu) в рамках этой системы [Garuti et al., 2002], а также различные отношения элементов [Аникина и др., 1999б], наглядно демонстрирующие непрерывный характер тренда изменения состава фаз, эволюционирующих в сторону увеличения доли никеля и меди, при уменьшении Pt/Fe отношения (рис. 8). На ортогональных диаграммах (рис. 9), отражающих вариации Pt, Cu и Ni, видно, что вся совокупность составов может быть подразделена на три группы: 1) Pt–Fe соединения с минимальным количеством Ni и Cu, по соотношению железа и платины отвечающие изоферроплатине; 2) Pt–Fe–Ni–(Cu) соединения, в которых Ni преобладает над Cu, а отношение $Pt/(Fe + Ni + Cu)$ меняется в широких пределах (от 2,5 до 1); 3) Pt–Fe–Cu–(Ni) соединения, в которых Cu преобладает над Ni, а по соотношению компонентов могут быть выделены составы типа туламинита и типа тетраферроплатины. Более подробно особенности состава МПГ рассмотрены нами в специальной работе [Garuti et al., 2002].

В составе ассоциации МПГ выделяется ранний, более высокотемпературный, парагенезис и поздний, низкотемпературный. Ранний парагенезис синхронен образованию хромшпинелида и представлен либо включениями в нем, либо реликтовыми фазами в цементе руд. Минералы позднего парагенезиса существенно от-

ное..., 2001, и др.]. Тем не менее, обширный оригинальный материал по разным массивам демонстрирует статистически значимые вариации состава МПГ в рудах уральских проявлений и сложное внутреннее строение большинства фаз, отражающее длительный и многостадийный путь их образования и преобразования. Перечень минералов ЭПГ, установленных в уральских проявлениях, насчитывает несколько десятков наименований и постоянно пополняется. Однако уже не подлежит ревизии хорошо установленный факт, что преобладающими минералами являются соединения Pt и Fe с варьирующими количествами Cu и Ni [Рудные..., 1978; Генкин, 1997; Платинометальное..., 2001]. Генетически важными, но второстепенными минералами являются самородные элементы,

ХРОМ-ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО ТИПА

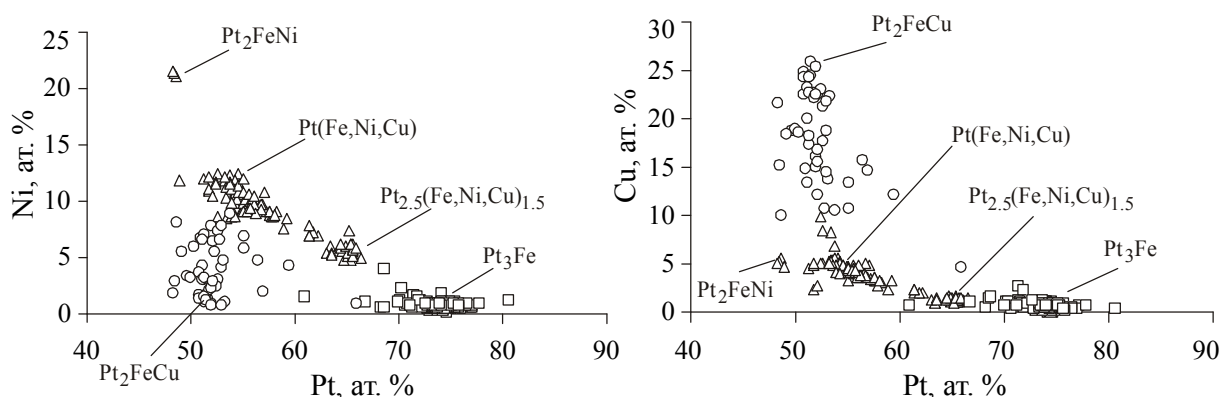


Рис. 9. Взаимные вариации Ni, Cu и Pt в платиновых сплавах из Кытлымского, Нижнетагильского и Уктусского массивов [Garuti et al., 2002].

Различаются самостоятельные тренды для каждой из выделенных трех групп платиновых сплавов. Pt-Fe сплавы (квадраты) с низким содержанием Ni и Cu проявляют только вариации Pt/Fe отношения. Pt-Fe сплавы, обогащенные Ni (треугольники), характеризуются положительной корреляцией Ni и Cu, содержания которых увеличивается относительно Pt при изменении составов от $Pt_{2,5}(Fe,Ni,Cu)_{1,5}$ до $Pt(Fe,Ni,Cu)$. Для Pt-Fe сплавов, обогащенных Cu (кружки), характерны небольшие вариации содержаний Pt, но они проявляют отрицательную корреляцию между Ni и Cu, отражающую нарастание доли Ni относительно Cu при изменении состава минералов от туламинита Pt_2FeCu в сторону тетраферроплатины $Pt(Fe,Ni,Cu)$. Небольшие количества других ЭПГ включены при расчете в Pt.

Таблица 5

Химический состав МПГ из включений в рудных хромшпинелидах (мас. %)

№ обр.	Нт31/2	Нт33		Кт344a16	Кт344в20		Кт349a15	Кт349в5	Ук298в5
Ком-ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Os	0,23	0,05	88,55	0,07	0,10	97,71	0,10	0,45	0,04
Ir	2,36	0,89	9,45	1,31	0,64	2,26	0,00	0,26	0,26
Ru	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,23	0,07	0,02	0,00
Rh	0,70	0,78	0,24	1,25	1,10	0,25	0,90	0,31	0,61
Pt	73,11	74,17	2,60	81,64	78,05	0,02	88,67	88,36	84,91
Pd	0,02	0,00	0,00	0,42	0,21	0,10	0,71	0,39	0,36
Ni	6,49	2,55	0,12	2,95	4,45	0,08	0,31	0,35	0,46
Fe	14,37	15,88	0,41	11,93	13,54	0,00	8,95	9,01	0,00
Cu	2,43	4,43	0,00	0,95	2,37	0,00	0,10	0,26	0,00
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	13,01
Сумма	99,72	98,75	101,37	100,52	99,41	100,77	99,81	99,40	99,64
Атомные проценты									
Os	0,15	0,04	86,27	0,04	0,07	96,2	0,08	0,38	0,03
Ir	1,54	0,58	9,12	0,94	0,43	2,21	0,00	0,21	0,15
Ru	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,44	0,11	0,04	0,00
Rh	0,85	0,96	0,43	1,70	1,38	0,00	1,37	0,48	0,69
Pt	46,78	48,12	2,46	58,05	51,77	0,24	71,47	71,3	50,64
Pd	0,00	0,00	0,00	0,56	0,25	0,03	0,56	0,59	0,39
Ni	13,80	5,49	0,37	6,98	9,81	0,33	0,94	0,94	0,91
Fe	32,11	35,98	1,35	29,65	31,37	0,24	25,21	25,4	0,00
Cu	4,77	8,82	0,00	2,07	4,82	0,00	0,25	0,66	0,00
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	47,20

Примечание. Нижнетагильский массив (Нт): 1, 2, – тетраферроплатина; 3 – осмий; Кытлымский массив (Кт): 4, 7, 8 – изоферроплатина; 5 – тетраферроплатина; 6 – осмий; Уктусский массив (Ук): 9 – куперит.

Анализы 1-3 выполнены на рентгеновском микроанализаторе Camebax, ГЕОХИ РАН (г. Москва), аналитик Н.Н. Кононкова, анализы 4-9 выполнены на рентгеновском микроанализаторе ARL-SEMQ в Университете г. Модена (Италия).

стают по времени от кристаллизации хромитов и первичных МПГ, они никогда не образуют сингенетических включений в хромшпинелиде, а в цементе развиваются по более ранним минералам ЭПГ.

Главными минералами раннего парагенезиса являются: изоферроплатина (Pt_3Fe), тетраферроплатина $Pt(Fe, Ni, Cu)$, ферроникельплатина Pt_2FeNi и их разновидности (табл. 5). К второстепенным минералам относится самородный осмий, образующий либо самостоятельные зерна, либо пластинки распада твердого раствора в изоферроплатине и тетраферроплатине, иридий осмий, эрлихманит, куперит, тиошпинели (рис. 10), а также пирротин, родиевый пентландит и некоторые другие минералы [Garuti et al., 2002].

МПГ раннего парагенезиса, образующие включения в хромшпинелиде, часто сопровождаются силикатами, по составу ничем не отличающимися от описанных выше самостоятельных силикатных включений в хромите. В сростаниях с $Pt-Fe$ фазами установлены хромдиопсид, хромпаргасит, хромфлогопит, хромистокальциевые гранаты, хромистый глаголевит и другие минералы (табл. 3). Обращает на себя внимание одна очень важная особенность морфологии МПГ-силикатных сростаний. Клинопироксен и амфибол нарастают на платиноиды, используя их как своеобразную подложку, что однозначно свидетельствует о более позднем образовании силикатов относительно МПГ. Но, по отношению к вмещающему хромшпинелиду, клинопироксен и особенно амфибол проявляют явно выраженный идиоморфизм, при котором грани кристалла не подчиняются кристаллографическим направлениям вмещающего минерала, как было установлено для полиминеральных силикатных включений, а образуют собственную кристаллографическую форму (рис. 10Д,Е). Если в случае с полиминеральными

силикатными включениями достаточно ясно, что они кристаллизовались после захвата растущим хромшпинелидом фрагментов вещества рудообразующей среды, то в случае с МПГ-силикатными включениями это не очевидно. Морфология таких включений в большей мере свидетельствует о их ранней кристаллизации по отношению к хромшпинелиду.

К *позднему парагенезису МПГ* относятся $Pt-Fe-Cu-(Ni)$ соединения (табл. 6), отвечающие по стехиометрии туламиниту. Они всегда приурочены либо к интерстициям зерен хромшпинелида, либо к трещинам в нем, находятся в тесной ассоциации с хлоритом, поздним феррихромитом или магнетитом, самородной медью, $Cu-Pd$ и $Cu-Pt$ фазами, потаритом ($Pd-Hg$), $Ir-Fe$ оксидами и другими минералами. Для туламинита весьма характерны пористые структуры. Поры заполняются низкотемпературными силикатами. В центре крупных интерстициальных зерен сохраняются реликты ранних МПГ (рис. 10).

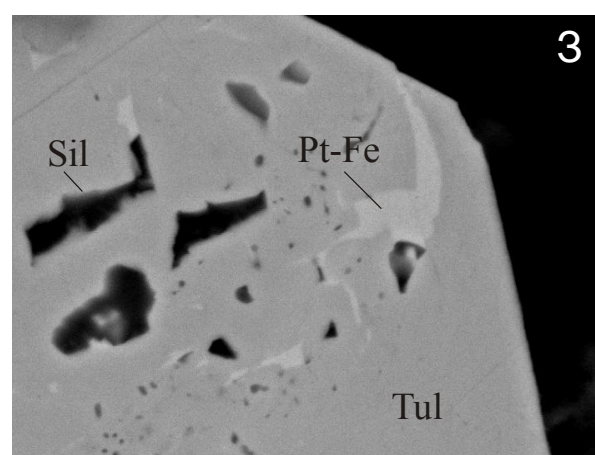
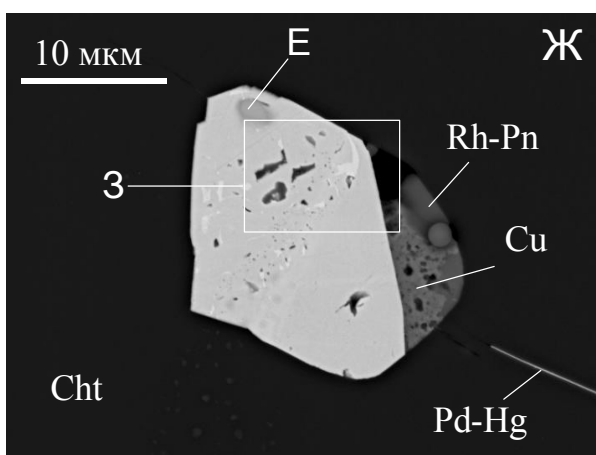
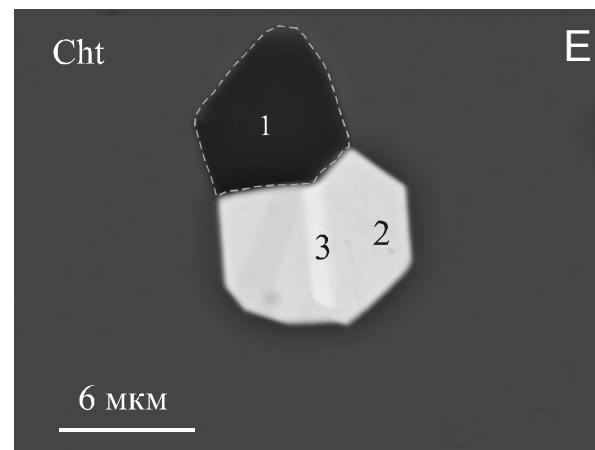
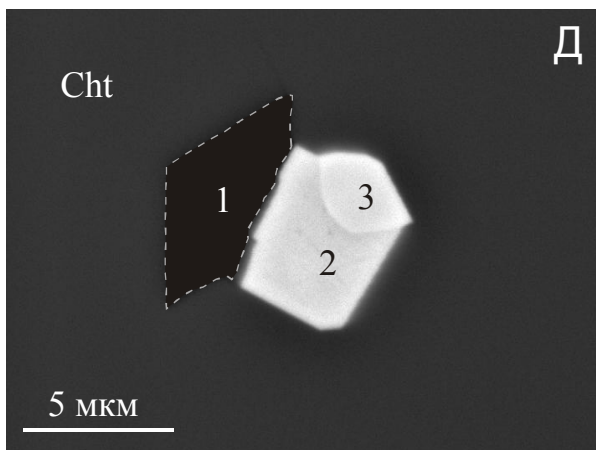
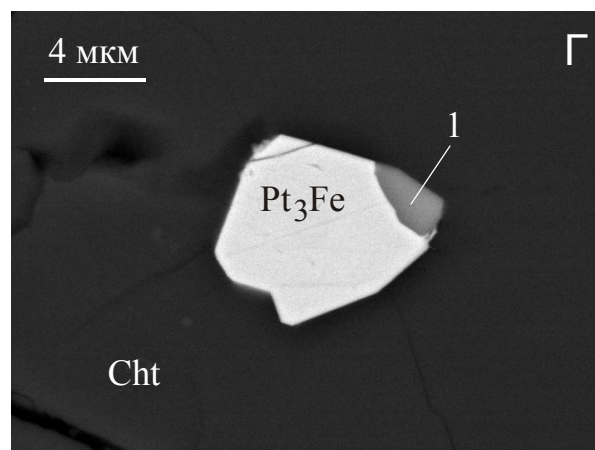
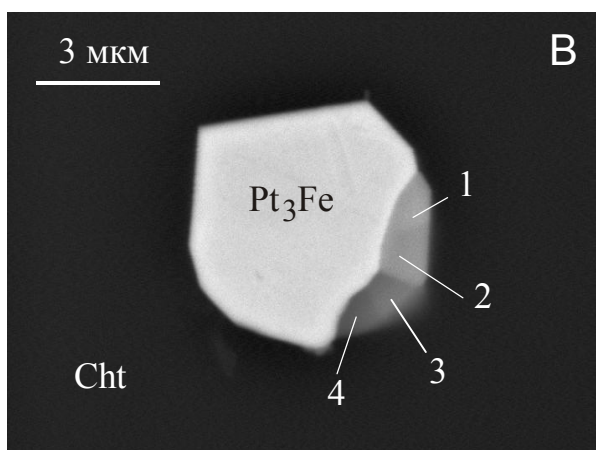
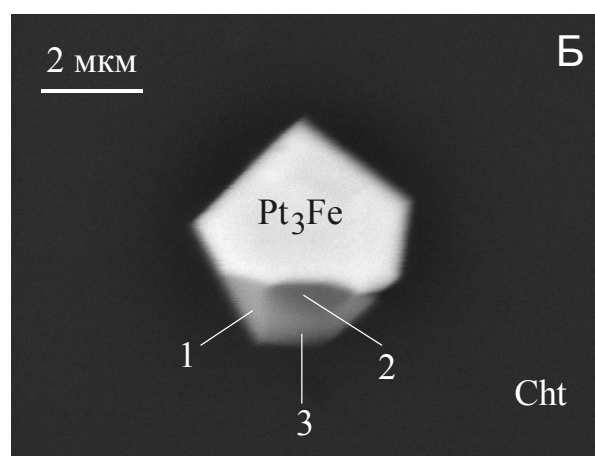
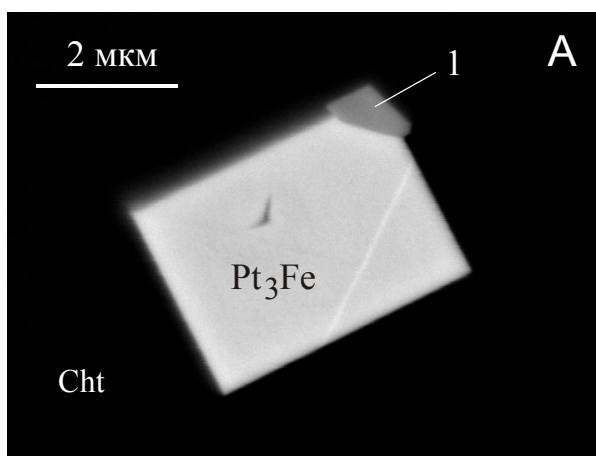
Развитие низкотемпературного парагенезиса обусловлено взаимодействием ранних минералов ЭПГ с эволюционирующим по составу и температуре флюидом, несущим такие элементы как Ni , Cu , Pd , Hg и др., в замкнутом объеме рудного тела. При этом геохимическая система рудного тела остается закрытой, что подтверждается наличием отрицательных геохимических аномалий платины в околорудном пространстве [Рудные..., 1978; Волченко и др., 2002].

Дополнительную информацию о генезисе платиновых минералов может дать изучение внутренней структуры самородков. Такое исследование еще в начале прошлого века было проведено Н.К. Высоцким [1913]. Им было показано и проиллюстрировано прекрасными фотографиями, что после травления «царской водкой» распиленных самородков в них проявлялись разномасштабная блочность, а также мак-

Рис. 10. Ранние включения МПГ в хромититах (Cht) Уктусского массива.

А – Ук296в5, эрлихманит (1), изоферроплатина Pt_3Fe содержит пластинчатый росток самородного осмия. Б – Ук296в16а, эрлихманит (1), купрородсид (2) и купроиридсид (3) в сростании с изоферроплатиной. В – Ук296а1, эрлихманит (1), Ru -эрлихманит (2), купроиридсид (3), купрородсид (4). Г – Ук296а12, купрородсид ($Cu_{0.72}Ni_{0.08}Fe_{0.04}S_{4.08}$), ($Rh_{1.24}Ir_{0.81}Pt_{0.02}S_{4.08}$). Д, Е – сростания ранних МПГ с силикатами: Д – Ук296а5а: 1 – амфибол, 2 – $Pt-Fe$ сплав, 3 – осмий; Е – Кт344а13: 1 – амфибол, 2 – $Pt-Fe$ сплав, 3 – осмий. Ж, З – поздние, низкотемпературные $Pt-Fe-Cu-(Ni)$ сплавы из хромититов Кытлымского и Уктусского массивов: Ж – Кт349в36а, туламинит $Pt_{2.06}Fe_{1.21}(Ni_{0.05}Cu_{0.68})S_{4.73}$, ассоциированный с эрлихманитом (Е), родиевым пентландитом ($Rh-Pn$) и самородной медью (Cu). Потарит ($Pd-Hg$) заполняет трещину в хромите (Cht). З – увеличенный фрагмент зерна Кт349в36а, показывающий реликты $Pt-Fe$ сплава в пористом туламините (Tul), с включениями силикатных минералов (sil). И – вид крупного интерстициального зерна МПГ Ук298а3с из

ХРОМ-ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО ТИПА



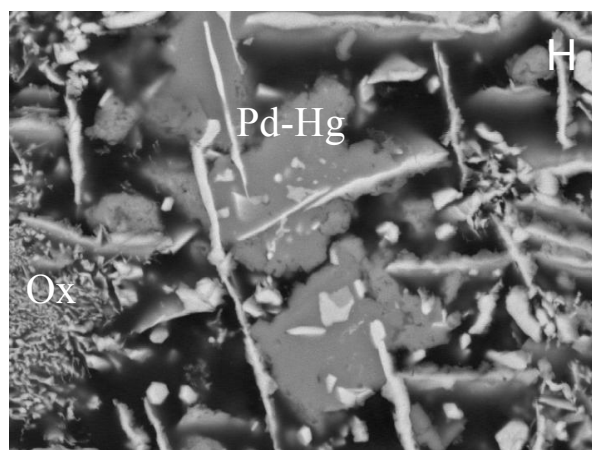
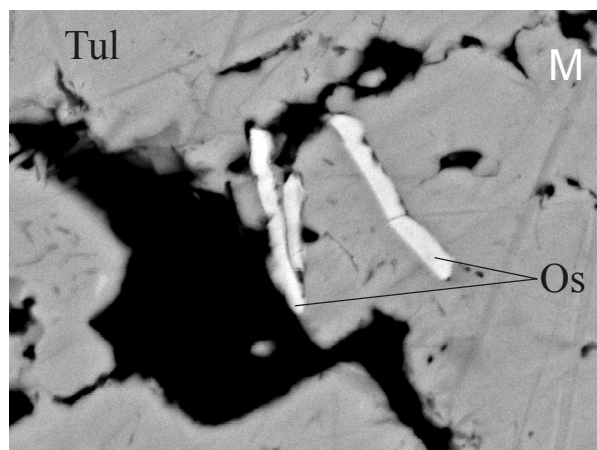
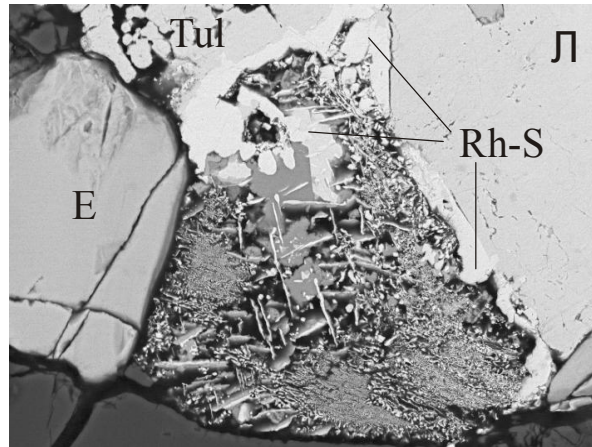
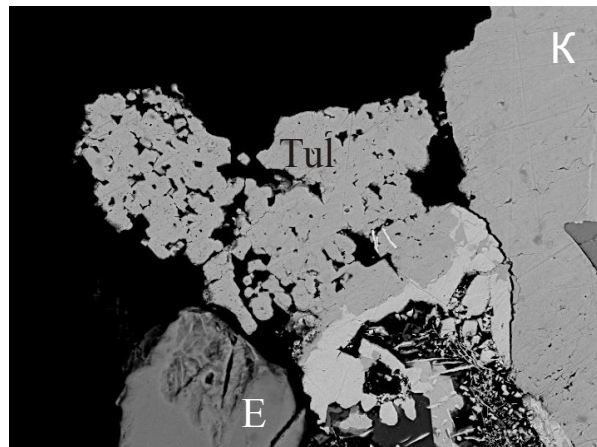
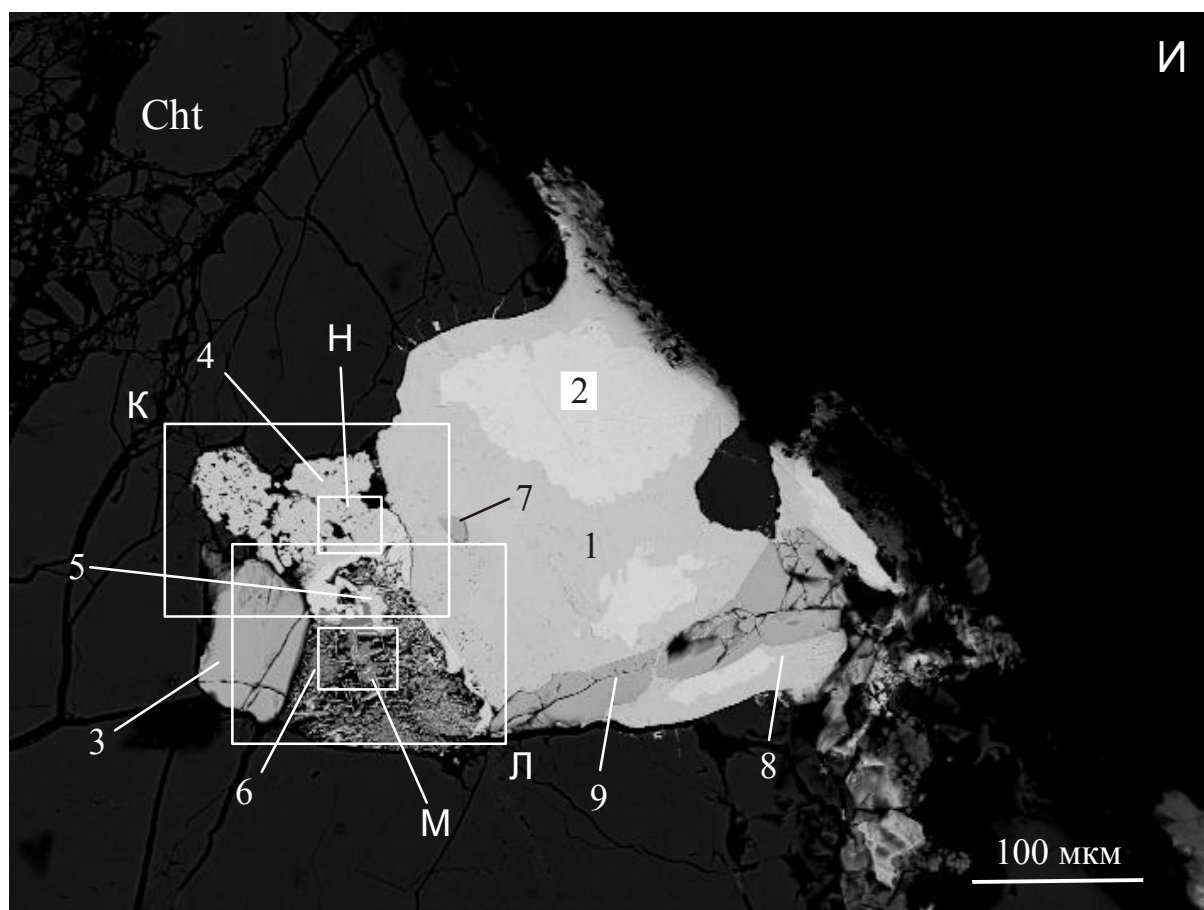


Таблица 6

Химический состав МПГ из интерстициальной минеральной ассоциации хромититов (мас. %)

№ обр.	Ук298а					Нт-3/31363		Нт-3/31362	
Ком-ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Os	0,21	0,00	0,00	67,65	0,00	0,65	66,79	0,35	51,42
Ir	0,77	0,38	1,23	5,66	1,76	2,64	27,41	3,68	34,43
Ru	0,00	0,05	0,09	0,51	0,00	0,05	4,09	0,13	11,64
Rh	0,73	0,38	0,32	1,29	71,69	0,78	0,47	0,76	0,53
Pt	77,0	78,61	92,03	0,00	0,09	74,45	0,74	81,19	2,05
Pd	0,00	0,34	0,21	0,00	0,00	0,19	0,00	0,45	0,00
Ni	0,35	1,70	0,16	0,03	2,99	6,23	0,00	0,64	0,30
Fe	10,2	13,63	8,70	0,08	1,18	14,51	0,71	11,84	0,53
Cu	10,7	5,71	0,17	0,00	3,57	2,10	0,00	0,69	0,91
S	0,00	0,00	0,00	25,27	20,48	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,26	100,79	102,91	100,49	101,77	101,59	100,20	99,74	101,80
Атомные проценты									
Os	0,15	0,00	0,00	29,82	0,00	0,37	63,23	0,26	44,37
Ir	0,53	0,26	0,99	2,47	0,62	1,73	25,66	2,79	29,40
Ru	0,00	0,06	0,14	0,42	0,00	0,00	7,29	0,19	18,91
Rh	0,93	0,47	0,48	1,05	47,28	0,99	0,83	1,08	0,85
Pt	51,3	51,98	73,12	0,00	0,03	47,27	0,68	60,87	1,72
Pd	0,00	0,41	0,31	0,00	0,00	0,25	0,00	0,61	0,00
Ni	0,79	3,74	0,41	0,04	3,44	13,12	0,00	1,59	0,84
Fe	24,5	31,49	24,15	0,13	1,43	32,15	2,29	31,00	1,56
Cu	21,8	11,59	0,40	0,00	3,78	4,08	0,00	1,59	2,35
S	0,00	0,00	0,00	66,07	43,4	0,00	0,00	0,00	0,00

Примечание. Ук298а (Уктусский массив): 1 – туламинит, 2 – Ni-туламинит; 3 – изоферроплатина; 4 – эрлихманит; 5 – Rh-сульфид; Нт-3/31363, Нт-3/31362 (Нижнетагильский массив), образцы из собрания Уральского геологического музея (г. Екатеринбург): 6, 8 – тетраферроплатина, 7, 9 – включение в тетраферроплатине иридиевого осмия. Анализы 1-5 выполнены на рентгеновском микроанализаторе ARL-SEMQ в Университете г. Модена (Италия). Анализы 6-9 выполнены на рентгеновском микроанализаторе Camebax, ГЕОХИ РАН (г. Москва), аналитик Н.Н. Кононкова.

ро- и микроглобулярные структуры, не характерные для кристаллических веществ. Этот феномен структуры МПГ до сих пор не получил трактовки среди специалистов.

Особенности флюидного режима в процессах петрогенезиса и рудообразования

Многие исследователи сходятся в убеждении, что флюид играл важную роль уже на поздних стадиях формирования дунитов, и в

особенности во время их перекристаллизации и образования рудных сегрегаций [Иванов, 1986, 1997; Пушкарев, 2000б, и др.]. В качестве доказательства используют постоянное присутствие гидроксилсодержащих минералов в дунитах и в рудах. Мы провели изучение изотопного состава кислорода в оливине и хромшпинелиде из дунитов и хром-платиноидных шпиров Нижнетагильского и Уктусского массивов (табл. 7). Местоположение проб, их подробная характеристика, описание методики определения изотопов и основные результаты этого ис-

хромититов Уктусского массива. Туламинит (1) $Pt_{2,07}Fe_{0,88}(Ni_{0,03}Cu_{1,02})_{1,05}$, замещающий изоферроплатину (2, 8) $Pt_3(Fe_{0,97}Ni_{0,02}Cu_{0,01})$ вдоль границ зерен. Эрлихманит (Е), расположенный в точках 3, 7, 9 имеет средний состав $(Os_{0,89}Ir_{0,07}Rh_{0,03}Ru_{0,01})S_2$; губчатый никелевый туламинит (Tul) $Pt_{2,13}Fe_{1,26}(Ni_{0,15}Cu_{0,46})_{0,61}$ срastaется с хлоритом (Chl) и содержит ламелли самородного осмия (Os) (также рис. К, Н); (5) неизвестный сульфид рутения $(Rh_{15,1}Ir_{0,2}Ni_{1,1}Cu_{1,2}Fe_{0,5})_{18,1}S_{13,9}$, возможно прассоит (RhS) в контакте с туламинитом (Tul) и эрлихманитом (Е) (также рис. Л); (6) сложные срastания, состоящие из матрицы Ir-Fe оксида (Ox) и Mg-Al силиката, возможно содержащие потарит (Pd-Hg), ассоциированные с пластинками Ir-Fe сплава (также рис. Н). Изображение в обратнорассеянных электронах. Электронный микроскоп Philips XL40, Университет г. Модена, Италия.

Таблица 7
Изотопный состав кислорода
в оливинах и хромшпинелидах
Нижнетагильского и Уктусского* массивов

№ пробы	Порода	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ Ol	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ Sp
71	Дунит	7,6	не обн.
A-1	Дунит	7,6	6,3
19	Дунит	8,7	3,7
47	Дунит	7,6	6,8
31/1	Дунит	7,6	6,0
34	Хромитит	5,2	6,6
31/2	Хромитит	не обн.	6,5
35	Хромитит	не обн.	6,5
221*	Хромитит	8,9	5,8
412/36*	Хромитит	6,6	5,8

Примечание. Анализы выполнены в ГЕОХИ РАН (Москва) под руководством В.И. Устинова.

следования приведены в работах [Устинов и др., 1989; Аникина и др., 1998; Уханов и др., 1998; Пушкарев, 2000б] и здесь опускаются. Кратко суммируем лишь основные выводы.

Было установлено, что породообразующий оливин, аксессуарный и рудный хромшпинелид обладают сходным изотопным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 5-8,9$ ‰), отражающим единый источник и состав флюида, участвующего в процессах петро- и рудогенеза. Полученные данные свидетельствуют об участии в этих процессах магматических флюидов, характеризующихся более тяжелым составом кислорода по сравнению с мантийными магмами. Этот вывод подтверждает предположение об образовании хромит-платиноидного оруденения в результате перераспределения компонентов дунитов в закрытой системе на заключительных стадиях формирования ультрамафитов при участии магматических флюидов без заметной добавки корового или метеорного компонентов.

Другое исследование было проведено с целью установления окислительно-восстановительных и температурных условий формирования пород и руд [Чашухин и др., 2002; Пушкарев и др., 2005] с применением модифицированного окситермобарометра О'Нила-Уолла-Бальхауза-Берри-Грина [O'Neil, Wall, 1987; Ballhaus et al., 1991; Чашухин и др., 1998]. Было показано, что первичные дуниты Нижнетагильского массива имеют температуру оливин-хромитового равновесия порядка 1050-1150°C. В перекристаллизованных дунитах такое равновесие устанавливается примерно на 180°C ниже этих значений, а эпигенетические хроми-

титы, обогащенные МПГ, соответствуют температуре 700-800°C. Оливин-хромитовое равновесие в дунитах отвечает фугитивности кислорода примерно на 1-2,5 единицы выше буфера QFM, что соответствует редокс-состоянию ультрабазитов из массивов Юго-Восточной Аляски [Ballhaus et al., 1991], а эпигенетические руды характеризуются фугитивностью еще на 1,5-2 порядка выше этой величины. Окситермобарометрические данные убедительно показывают относительно низкотемпературный характер платинового оруденения нижнетагильского типа, формирование которого сопровождается ростом окисленности минералообразующей среды.

Миаролитовые пегматиты как свидетельство пневматолитового минералообразования в дунитах

Как было показано выше, хром-платиновое оруденение пространственно совмещено с участками развития миаролитовых дунитов и дунит-пегматитов. Сходная морфология рудных тел и миарол, а также одинаковый набор минералов в составе тех и других, в том числе широкое развитие хромшпинелидов в миаролах, указывают на генетическую общность этих образований. Можно предположить, что особенности процессов, приводящих к образованию миарол в дунитах, могут быть экстраполированы на хром-платиновое рудообразование. С этой точки зрения существенный интерес представляет обнаруженная и детально изученная нами миарола в дунитах Нового карьера в Нижнетагильском массиве [Аникина и др., 2000; Пушкарев и др., 2001, 2003а].

Миарола представляет собой пустоту в слабо серпентинизированных дунитах, размером 2 × 15 см, заполненную криптозернистым, практически изотропным в проходящем свете, агрегатом хлорита, андрадита и серпентина, рассеянным контаркционными трещинами (рис. 11). Контакты с вмещающим дунитом резкие. Текстурные особенности минерального агрегата указывают на его рост от стенок к центру тела, по принципу выполнения полости. Внутри хлорит-андрадитового агрегата отмечаются реликтовые зерна хромистого паргасита и диопсида, а вдоль нижнего эндоконтакта тела отмечается слой идиоморфных кристаллов хромшпинелида (до 20-30 %), размером 0,3-0,5 мм. Включения хромистой шпинели обнаружены также в паргасите и диопсиде, где он образует

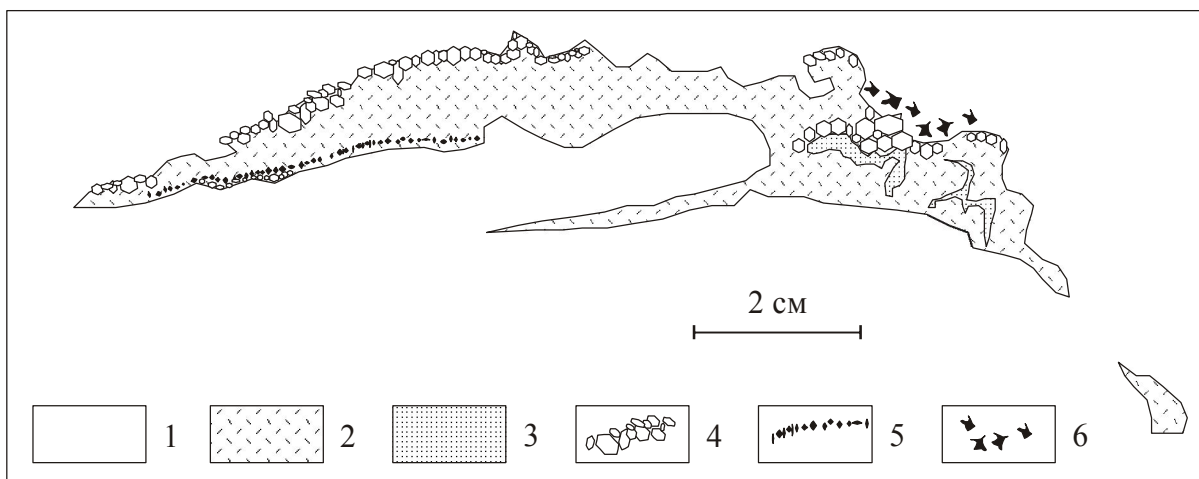


Рис. 11. Внутреннее строение минерализованной миаролитовой полости в дунитах Нижнетагильского массива.

1 – вмещающие крупнозернистые дуниты; 2 – криптокристаллический серпентин-гранат-хлоритовый агрегат с зернами хромпаргасита и хромдиопсида; 3 – рудное ядро, состоящее из самородной меди, магнетита, пентландита, самородного железа и т.д.; 4 – натровый хромфлогопит; 5 – хромшпинелид; 6 – сульфиды никеля в сростаниях с самородной медью.

сложные амёбовидные вростки. По составу обе разновидности хромшпинелида близки между собой и соответствуют аксессуарному хромиту из дунитов. Парагенезис хромдиопсида, хромпаргасита и хромшпинелида ($\pm$ оливин) соответствует наиболее ранней минеральной ассоциации миаролы. По набору и составу минералов она соответствует поздней интерстициальной минеральной ассоциации дунитов, сингенетическим полиминеральным включениям в рудных хромшпинелидах и минералах платины, образующихся на пневматолитовой стадии эволюции дунитов [Разин, 1968]. С понижением температуры в присутствии флюида первичный парагенезис замещается агрегатом магнезиального хлорита, андрадита и серпентина.

Центральная часть миаролы выполнена пористым агрегатом рудных минералов, среди которых преобладают магнетит и родийсодержащая самородная медь [Пушкарев и др., 2003а], образующие сложные сростания. В подчиненных количествах присутствует пентландит с симплектитовыми вростками самородной меди, сульфиды никеля (аварунит, миллерит) и самородный никель. На границе рудного ядра и силикатного выполнения жилы располагаются крупные (до 2-5 мм) пластинчатые кристаллы голубовато-зеленого натрового хромфлогопита, частично замещенного хлоритом. Кроме этого, флогопит и игольчатый клинопироксен нарастают непосредственно на дунит в апи-

кальной части миароловой пустоты (рис. 11). В экзоконтакте жилы, в зоне мощностью до 5 мм, среди зерен породообразующего оливина отмечаются интерстициальные скопления магнетита, самородной меди и сульфидов никеля.

Особенностью изученной миаролы является присутствие металлических и силикатно-оксидных микросферул, приуроченных к криптокристаллическому агрегату силикатов, в окружении рудного ядра. Форма отдельных индивидов округлая, иногда отмечаются наполовину слившиеся «капли» или сферулы со всевозможными наростами. Весьма обычны сложные полиглобулярные сростания (рис. 12). Отмечаются случаи нарастания микросферул на октаэдрические кристаллы хромшпинелидов. Размер сферул составляет 10-50 мкм, но иногда встречаются индивиды до 0,1-0,2 мм. Среди частиц магнитной фракции преобладает самородное железо (феррит) с небольшой примесью марганца (0,14-0,21 %), титана (0,03-0,12 %) и хрома (< 0,1 %). Силикатно-оксидные микросферулы резко обогащены титаном, марганцем и щелочами при низком содержании кремнезема (табл. 8). По составу они не соответствуют ни минералам, ни магматическим расплавам. Микросферулы содержат газовые пузырьки, количество которых увеличивается асимметрично по направлению к одному краю сферулы (рис. 13). По сравнению с гомогенной центральной зоной в пористых участках в полтора

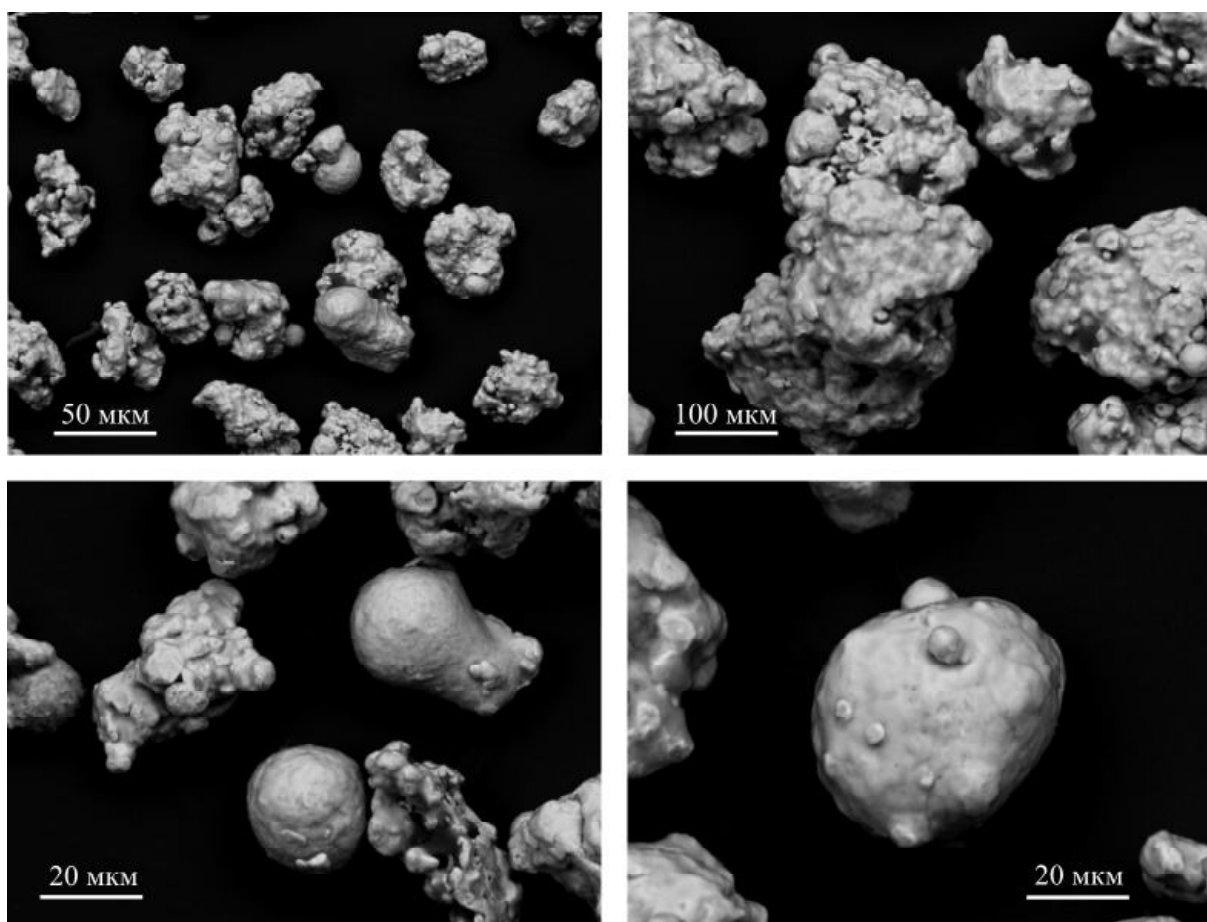


Рис. 12. Общий вид силикатно-оксидных и оксидных микросферул из минерализованной миаролы в дунитах Нижнетагильского массива при разном увеличении [Пушкарев и др., 2002].

Изображение в обратнорассеянных электронах получено на электронном микроскопе в Университете г. Модена (Италия).

раза выше концентрации SiO_2 и щелочей, и существенно ниже содержания магния, хрома, железа, марганца, алюминия и кальция, что также подтверждает прошедшую в микрообъеме сферулы дифференциацию вещества.

В некоторых случаях железные и силикатно-оксидные сферулы заключены в матрицу (рис. 13), которая обладает теми же особенностями состава, что и глобулы. Вещество матрицы имеет неоднородное внутреннее строение.

Таблица 8

Химический состав силикатно-оксидных и оксидных микросферул (мас. %)

Ком-ты	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO^*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
1	25,66	17,32	2,12	0,34	19,51	11,82	3,05	5,96	4,82	9,67	100,29
2	15,58	41,22	2,70	0,31	15,07	9,19	3,32	11,56	0,35	1,05	100,34
3	14,29	38,34	2,45	0,40	13,61	8,93	3,17	10,76	2,41	5,96	100,34
4	20,95	38,73	1,56	0,25	7,09	7,25	2,34	7,77	4,36	10,14	100,44
5	0,78	7,25	0,53	0,11	83,24	0,67	0,19	2,15	0,10	0,09	95,13
6	4,97	32,11	1,41	0,80	41,12	13,21	2,69	3,28	0,24	0,93	100,76
7	30,13	17,37	2,75	0,00	15,98	7,08	1,35	18,30	1,81	4,48	99,27

Примечание. 1, 4 – (обр.127-4-1) матрица, вмещающая микросферулы самородного железа; 2, 3 – (обр.127-4-2), соответственно, центральная (2) и краевая (3) части силикатно-оксидной микросферулы; 5 – (обр. 127-4-3) оксидная микросферула; 6, 7 – (обр.127-4-5) агрегат силикатных (7) и оксидных (6) микрочастиц. Номера анализов соответствуют номерам точек на рис. 13. Анализы выполнены на микроанализаторе Camebax в ГЕОХИ РАН (г. Москва), аналитик: Н.Н. Кононкова. FeO^* – все железо в виде FeO .

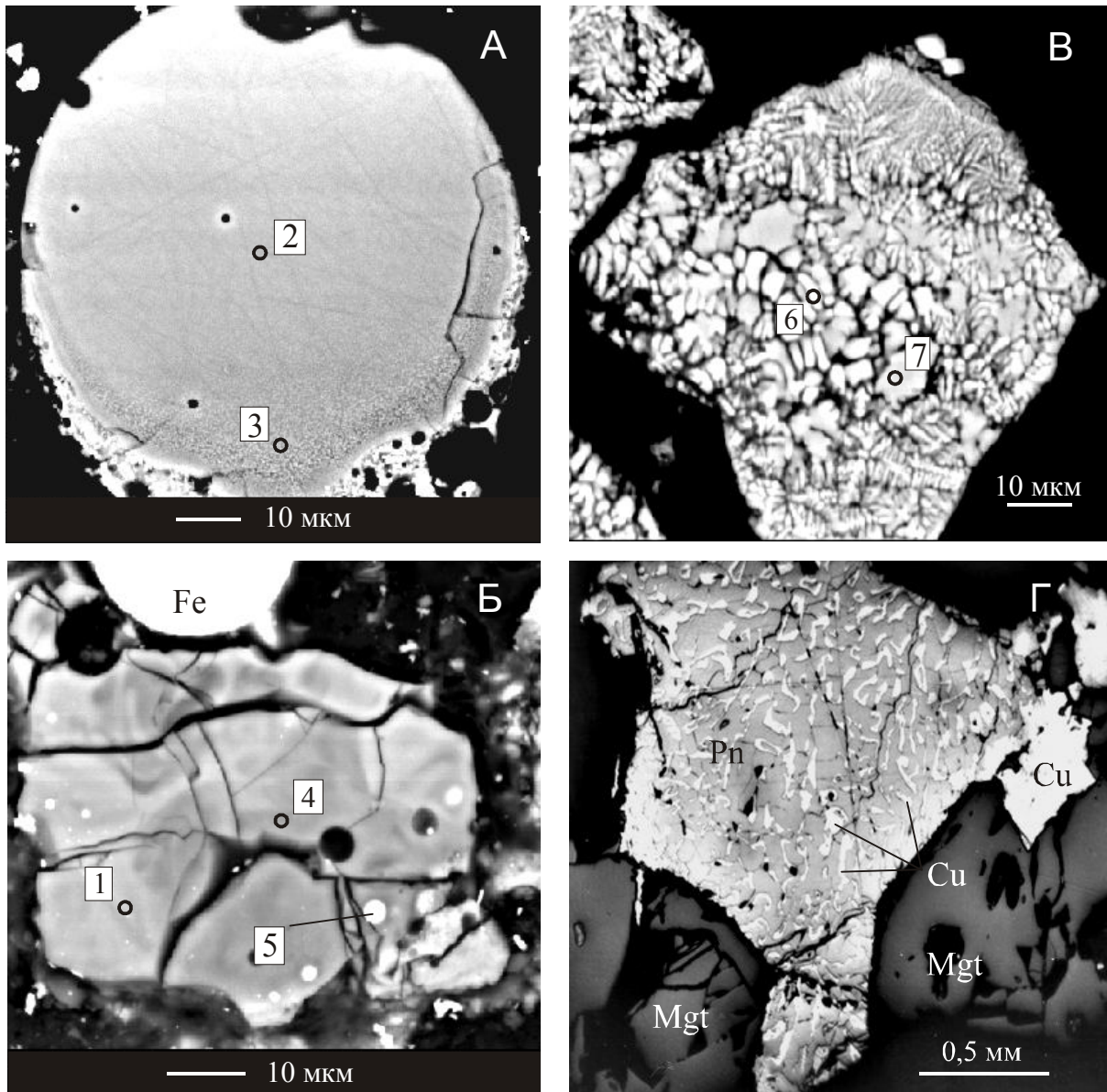


Рис. 13. Внутреннее строение силикатно-оксидных микросферул (А), стеклоподобных частиц (Б, В) и магнетит (Mgt)-пентландит (Pn)-медных (Cu) агрегатов из минерализованной миаролы в дунитах Нижнетагильского массива [Пушкарев и др., 2002].

Fe – самородное железо. Изображение в обратнорассеянных электронах. Точками и номерами обозначены места, соответствующие микрозондовым анализам в табл. 8.

В одних случаях зафиксирована сложная флюидально-полосчатая структура, хорошо заметная даже в отраженном свете, а в других – она имеет микроблочное и дендритовидное строение, которое хорошо заметно при просмотре в режиме обратно-рассеянных электронов. Составы отдельных фрагментов такой микроблочной структуры резко различны (табл. 8).

Сферулы из пегматитов Нижнетагильского массива, судя по характеру минеральной ассоциации, в которой они обнаружены, сформировались при относительно низких температурах.

Это исключает их расплавную, закалочную природу, как предполагается, например, для сходных образований в массиве Кондер [Малич, 1999].

Мы предполагаем, что микросферулы являются фрагментами газовых сублиматов либо продуктами коагуляции пересыщенного силикатными и рудными компонентами коллоидного раствора (газ + жидкость + тонкодисперсные твердые фазы), «втянутого» в полость внутри дунитов под влиянием декомпрессионного эффекта. Такая интерпретация происхождения минерального выполнения миарол объясняет,

почему это вещество по валовому составу соответствует поздней интерстициальной ассоциации дунитов, состоящей из четырех минералов: хромшпинелида, хромдиопсида, хромпаргасита и хромфлогопита.

Концентрации в микросферах титана, кальция, калия, натрия и марганца более чем в сто раз превышают фоновые содержания этих компонентов в дунитах, отражая степень обогащения этими компонентами продуктов пневматолито-гидротермальной стадии эволюции дунитов. По аналогичной схеме могло происходить и перераспределение хрома и платиноидов (имеющих близкие коэффициенты концентрирования руда-порода), обеспечившее в итоге формирование хром-платинового оруденения нижнетагильского типа.

Проблема генезиса хром-платиновых руд нижнетагильского типа

Главные выводы, вытекающие из анализа изложенного материала, сводятся к нескольким положениям:

1. В дунитовых телах ППУ все коренные платиновые проявления связаны с хромитовыми сегрегациями, которые по характеру геологических взаимоотношений с вмещающими дунитами и условиям образования можно подразделить на сингенетические и эпигенетические. Значительные скопления платиновых минералов характерны только для эпигенетических хромититов.

2. Эпигенетические рудные тела обладают обычно небольшими размерами, не превышающими первых метров по простиранию и нескольких сантиметров по мощности. Они со всех сторон окружены слабо серпентинизированными дунитами. Каких-либо признаков связи хром-платинового оруденения с путями проникновения расплавов или миграции гидротермальных растворов не обнаружено. Для рудных тел этого морфогенетического типа характерна зональность по составу хромшпинелида.

3. Присутствие гидроксилсодержащих минералов, концентрирующих кальций, титан, фосфор, щелочи и другие элементы, не характерные для дунитов, в сростании с МПГ, в виде включений в них и в рудных хромшпинелидах, свидетельствует об участии водно-углекислотных, кальциево-щелочных флюидов в рудообразующем процессе.

4. Дуниты являются источником энергии и вещества для формирования руд. Обособле-

ние рудно-силикатной системы происходит на заключительном этапе консолидации дунитов. МПГ кристаллизуются во всем интервале температур от 800-700°C до температуры серпентинизации, хотя наиболее продуктивный этап соответствует условиям 800-500°C. Сохранение коллоидных и пористых структур в некоторых минералах ЭПГ и в силикатных агрегатах в цементе руд, свидетельствует о том, что после своего окончательного образования руды не испытывали дополнительных термальных воздействий или динамических напряжений, т.е. являются постдеформационными.

Эти выводы позволяют нам предложить модель, учитывающую, на наш взгляд, большинство геологических, структурно-морфологических и вещественных характеристик хром-платиновых руд и раскрывающую механизм концентрирования хрома и платины.

Первичные слабоперекристаллизованные дуниты Платиноносного пояса Урала состоят примерно на 99 % из сравнительно крупных зерен оливина и минералов интерстициальной ассоциации: хромшпинелида (около 1 %), хромдиопсида, хромпаргасита и хромфлогопита [Пушкарев, 2000б]. Исследования методом «ррт-минералогии» безрудных дунитов Гальмознанского и других массивов Корякско-Камчатского региона [Корякско-Камчатский..., 2002] выявили в них микронные зерна МПГ. Есть все основания предполагать, что уральские платиноносные дуниты также содержат рассеянные кластеры платиновых минералов.

Мы предполагаем, что незадолго до своего окончательного становления дуниты представляли собой гетерогенную систему, состоящую из закристаллизованного оливина, хромшпинелида и некоторого количества (заметно большего, чем фиксируется сейчас) остаточного, межгранулярного вещества (расплава?), обогащенного кальцием, алюминием, щелочами и флюидом. При переходе дунитов к фазе твердопластичного течения в процессе подъема ультраосновных тел, должен наступить момент, когда внутри дунитовой матрицы начинают формироваться полости отслоения по типу гидроразрывов. Распространенность подобных деформаций будет зависеть главным образом от двух причин – от вязкости вещества и от скорости перемещения. Наиболее благоприятными участками развития полостей отслоения будут градиентные области перехода от более нагретого и компетентного вещества в центре диапи-

ра к более холодным и жестким породам краевой зоны. Данные о пространственной распространенности хромитовых шлиров и миаролитовых дунитов в Нижнетагильском массиве хорошо согласуются с этим заключением.

Резкое падение давления (декомпрессия) при формировании полостей приводит в действие механизм миграции гетерофазной межгранулярной жидкости (остаточный расплав + флюид + тонкодисперсные твердые фазы), эффективная скорость перемещения которой тем выше, чем ближе она расположена к образовавшейся полости. Подвижность жидкости должна резко возрасти, из-за ее приближения к состоянию перегретости, которое провоцируется падением давления. Более того, уже существующие твердые фазы могут испытать повторное плавление по этой же самой причине. При значительных перепадах давления и других благоприятных обстоятельствах, скорость «всасывания» жидкости может достигать значительной величины, а сам процесс по характеру может напоминать взрыв, направленный внутрь полости. Взрывной характер этого процесса может многократно усиливаться благодаря декомпрессионному вскипанию (дегазации) остаточного расплава. Возможно, что с этим явлением связано образование хромититов с брекчиевыми текстурами.

Естественно предположить, что основным компонентом, участвующим в подобной миграции, будет межгранулярный расплав, состав которого можно представить в виде смеси диопсида, паргасита, флогопита, хромшпинелида и МПГ. Согласно недавним экспериментам С. Матвеева и К. Балхауза [Matveev, Ballhaus, 2002] с водонасыщенными магмами, мелкие кристаллы хромшпинелидов, так же как субмикронные Ir-Fe кластеры, преимущественно концентрируются в газовой фазе, а не в расплаве. Таким образом, процесс дегазации, сопровождающий резкую декомпрессию расплава, можно считать благоприятным для сегрегации и концентрирования как хромшпинелидов, так и МПГ. Благодаря высокой кинетике процесса, кристаллы хромшпинелида, обладающего высокой хрупкостью, могут подвергаться дополнительному диспергированию с образованием микро- и нанокластеров. Диспергирование хромшпинелидов, окруженных расплавом, значительно облегчается за счет эффекта Ребиндера, который заключается в адсорбционном понижении прочности твердых тел. Теоре-

тически, жидкость, заполняющая образовавшуюся в дуните полость, должна представлять крайне неоднородную субстанцию (кристаллозоль), состоящую из расплава, насыщенного тонкодисперсными твердыми фазами и отделившимися газовыми пузырями. Учитывая высокую (или преобладающую) долю хромшпинелида в составе интерстициальной ассоциации дунитов, можно заключить, что новообразованное вещество будет резко пересыщено в отношении хрома, который не находится в растворенном состоянии, а связан в микрокластерах хромшпинели. Следовательно, содержание хрома в системе лимитируется только количественными соотношениями хромшпинелида и связующей, преимущественно силикатной, жидкости, а не растворимостью в ней хрома, которая должна быть весьма незначительной. Такая модель объясняет необычное геохимическое сродство в платиновых рудах таких элементов, как магний и хром, с одной стороны, и кальций, титан, фосфор, натрий и калий – с другой.

Дегазация подобной гетерофазной рудно-силикатной жидкости может привести к ее полной или частичной кристаллизации, что, вероятно, и происходит. Однако эти небольшие по размеру тела находятся внутри твердопластичных дунитов, температура в которых сохраняется практически на прежнем, высоком уровне, а значительная термальная инерция приводит к очень медленному остыванию всего объема пород, вместе с заключенными в них рудными телами. Следовательно, сравнительно быстро рудные тела снова приходят к Р-Т равновесию с вмещающими ультрамафитами. В присутствии большого количества высокотемпературного флюида, ранее закристаллизованные фазы могут начать растворяться. Можно предположить, что с этим явлением связано понижение идиоморфизма рудного хромшпинелида по сравнению с акцессорным, что отмечается многими исследователями [Заварицкий, 1928; Иванов, 1997; Пушкарев, Аникина, 2001, и др.]. Вероятно, до половины объема рудных тел на этой стадии продолжало оставаться в «жидком» состоянии, а реологию всей рудно-силикатной системы можно описать как высококомпетентную, вязкую жидкость, насыщенную криптокристаллическими твердыми фазами (кристаллозоль).

Благодаря высокому содержанию флюида в рудной системе, температура ее окончательной кристаллизации существенно снижается. Вещество продолжает оставаться компетент-

ным даже тогда, когда вмещающие их дуниты являются уже практически твердыми телами. В случае проявления каких-либо динамических напряжений рудное вещество способно мигрировать и даже интродуцировать в окружающие ультрамафиты. Однако они не могут выйти за пределы зоны дунитового ядра, будучи блокированными внешними мелкозернистыми дунитами. Этап окончательного становления рудных тел начинается после того, как содержащийся в них флюид вступает в реакцию с окружающим дунитом с образованием серпентинитовых оторочек, что в случае насыщенности системы водой происходит при $T < 450^{\circ}\text{C}$, но задолго до начала массовой петельчатой серпентинизации дунитов под влиянием метеорных вод [Штейнберг, Чашухин, 1977]. На заключительной стадии процесса, после сокращения объема рудогенерирующего вещества вследствие кристаллизации ранних фаз в закрытых условиях, образуются контракционные трещины, которые заполняются криптокристаллическими, коллоидными или аморфными агрегатами низкотемпературных минералов.

Процесс сегрегации рудно-силикатной системы под влиянием декомпрессионного механизма может сопровождаться дополнительными эффектами, например, формированием дисперсной структуры в расплавах [Шарапов и др., 2000], бародифференциацией [Румянцев, 1985], сублимацией газов, кавитационными эффектами [Новгородова и др., 2003], коагуляцией дисперсной среды и т.д. Возможно, что влияние этих эффектов отражается в отмеченной выше микроглобулярной внутренней структуре платиновых самородков, кривогранной морфологии рудных хромшпинелидов или в формировании силикатно-оксидных микросферул в ультраосновных миаролах.

Основные элементы предложенной здесь модели были сформулированы нами еще в 1999 году [Аникина и др., 1999б] и существенно уточнены в 2002 году [Pushkarev, Anikina, 2002]. Наше представление о генезисе хром-платинового оруденения существенно отличается от опубликованной недавно модели Т. Оже с соавторами [Auge et al., 2005]. Эти исследователи для образования хромитовых сегрегаций на месторождении «Госшахта» в Нижнетагильском массиве привлекают модель проникновения сквозь ультрамафиты магматического расплава, его движение по протяженному каналу и конвективное закручивание в области раздува, в ре-

зультате чего, как считают авторы, формируются хромитовые сегрегации, обогащенные МПГ. Весь материал, изложенный в этой статье, противоречит модели Т. Оже. Не останавливаясь на детальной критике этих представлений, еще раз подчеркнем, что никаких следов проникновения сквозь дуниты магматических расплавов в области развития хром-платиновых шлиров нет. Все хромитовые сегрегации, как и эпигенетические хром-платиновые руды, есть закономерный результат эволюции дунита и связанного с ним флюида, без участия какого-либо другого вещества.

Очевидно, что флюидный (газовый) перенос рудных компонентов, включая хром и платиноиды, может играть важную роль в рудообразовании. Это заключение основано на реальных данных о концентрациях ЭПГ, достигающих первых граммов на тонну в сублиматах вулканических газов, на явлении газотранспортных реакций при формировании платиноидов в офиолитовых хромититах [Дистлер и др., 2002, 2003; Matveev, Ballhaus, 2002], а также на высокой растворимости платиноидов как в магмах [Amosse et al., 1990; Borisov, Palme, 2000], так и в низкотемпературных водных растворах [Azaroual et al., 2001].

В движущемся твердо-пластичном ультраосновном диапире образование крупных открытых полостей маловероятно. Перепад давления между вмещающей породой и полостью эффективно влияет на миграцию вещества только из ближайшего окружения полости и этот эффект резко затухает с удалением от нее. Два этих фактора являются, по нашему мнению, главными ограничениями для формирования крупных рудных тел. При этом максимальное количество вещества, которое может быть перемещено, не превышает первых процентов от объема вмещающего дунита и приблизительно равно количеству интерстициального материала в ультрамафитах. Оценка реологических и кинетических эффектов такого перераспределения является предметом отдельного исследования, но рассчитать объемную геометрию рудогенерирующей зоны, с учетом реальных содержаний, участвующих в этом перераспределении компонентов, вполне можно.

Предположим, что надо получить 1 м^3 руды, удельным весом 4000 кг/м^3 , содержащей приблизительно 30 % Cr_2O_3 и 5 г/т Pt. Эти параметры примерно соответствуют хром-платиновым рудам. Первичные дуниты с удельным

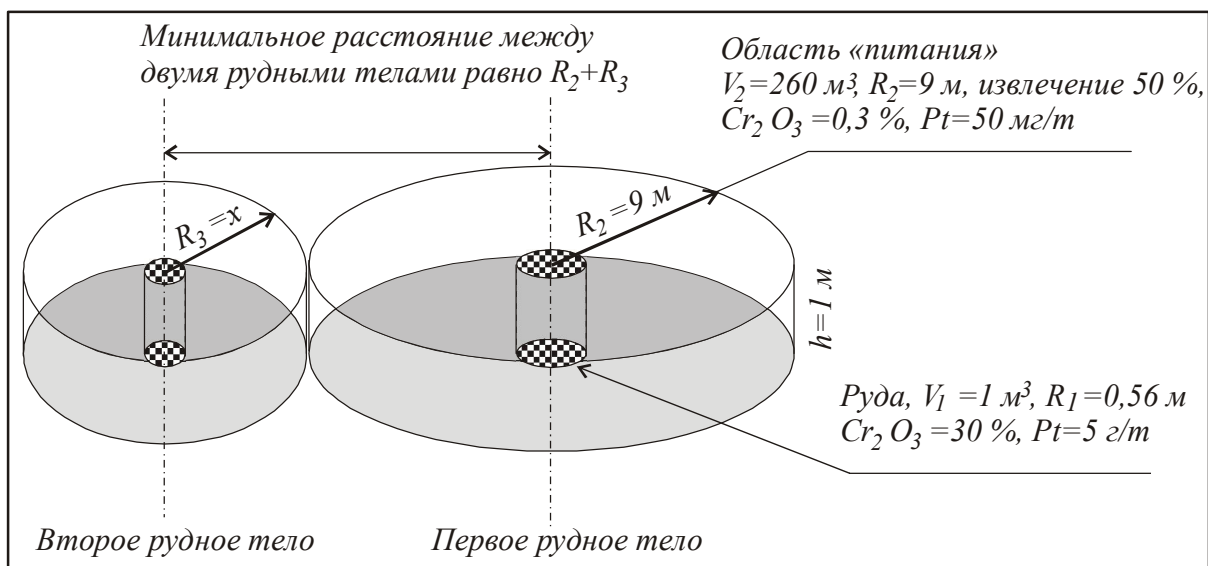


Рис. 14. Приблизительные оценки геометрических размеров рудогенерирующей области (области «питания») при формировании хром-платинового оруденения нижнетагильского типа и минимальное расстояние между двумя рудными телами.

Пояснения в тексте.

весом 3000 кг/м³ содержат 0,3 % Cr_2O_3 и 50 мг/т Pt, что тоже соответствует реальным значениям [Платинометалло..., 2001]. Коэффициент концентрирования для хрома и платины между рудой и дунитом, как было отмечено выше, примерно соответствует 100. Следовательно, при 100 % переносе всего хрома и платины из дунита в рудное тело, нам потребуется около 130 м³ первичного дунита, чтобы сформировать 1 м³ хром-платиновой руды, а при 50 % извлечении – 260 м³ породы. Определим геометрические параметры этого процесса. Для упрощения расчетов в качестве объемной фигуры зададимся плоским цилиндром с высотой $h=1$ м (рис. 14). Один кубический метр руды образует цилиндр высотой 1 м и радиусом основания 56,4 см. Для того, чтобы сформировать такое тело, область «питания» при 100 % переносе хрома и платины должна обладать радиусом 6,5 м, а при 50 % переносе этих компонентов радиус составит всего 9 м. Таким образом, диаметр области «питания» не превысит 20 метров, даже при 50 % извлечении компонентов из вмещающих дунитов и переносе их в руду.

Самое крупное рудное тело в уникальном месторождении «Госшахта», по данным А.Н. Заварицкого [1928], имело площадь горизонтального сечения около 0,5 м², а остальные тела обладали мощностью в первые сантиметры. Суммарная площадь их горизонтального сечения не превышала 2 м², следовательно, область «пита-

ния» для такого тела при 50 % извлечении компонентов будет иметь радиус не более 13 м. Рассчитанные геометрические размеры области «питания» должны примерно совпадать с мощностями отрицательных геохимических аномалий по платине, зафиксированных в окружении рудных тел [Рудные..., 1978; Волченко и др., 2000]. Так, по данным Ю.А. Волченко, ширина (?) отрицательных геохимических аномалий в Нижнетагильском массиве варьирует от 30-50 до 100-200 м, что соответствует порядку рассчитанных величин.

Эти весьма приблизительные расчеты показывают, что минимальное расстояние между двумя рудными телами (или месторождениями) равно сумме радиусов, рассчитанной для них области «питания». Для месторождения «Госшахта» такое расстояние не превышает 100 м. Ближайшее от него, сравнительно крупное обработанное месторождение «Крутой Лог» находится на расстоянии около 1 км к югу. Теоретически, можно ожидать обнаружение сходного по масштабам рудного объекта, как «Госшахта», в геологическом пространстве между двумя этими месторождениями. Открытым остается лишь вопрос рентабельности при эксплуатации такого месторождения. С учетом того, что количество добытой платины в месторождении «Госшахта» до глубины 180-200 м не превышало, по разным оценкам, 400 кг [Волченко, Коротеев, 2000], такое месторождение сегодня не

может считаться рентабельным. А более крупное месторождение вряд ли может быть образовано, исходя из геологических, структурных и вещественных особенностей руд нижнетагильского типа.

Заключение

Проведенные нами исследования и обобщение опубликованного материала по геологии, минералогии и генезису коренных хром-платиновых месторождений и рудопроявлений Урала позволяют заключить, что рудообразующее вещество формируется на заключительных стадиях твердо-пластичных деформаций дунитов в результате отгонки остаточного, межгранулярного расплава, обогащенного кальцием, щелочами и флюидом и насыщенного тонкодисперсным хромшпинелидом и МПГ в области декомпрессионной разгрузки. Эти области, в виде небольших полостей отслоения, образуются в градиентных зонах между более нагретыми и компетентными дунитами в центре и более холодными и жесткими дунитами периферии. Окончательное формирование рудных тел происходит при температуре ниже 800°C, в закрытых условиях. Главный этап образования минералов платины проходит в температурном интервале 800-500°C. Источником энергии и вещества для формирования руд являются только дуниты, без заметного участия каких-либо внешних агентов. Вероятно, что важную роль в переносе хрома (хромшпинелида) и платины (МПГ) играет газотранспортный механизм [Дистлер и др., 2003]. Согласно предложенной нами модели, невозможно образовать рудный объект, соответствующий, по современным требованиям, крупному платиновому месторождению, рентабельному при продолжительной добыче металла.

В своей работе авторы использовали некоторые оригинальные идеи В.Ю. Алимова относительно тонкодисперсной природы хромшпинелидов и роли процессов диспергирования вещества в хромитовом и платиновом рудообразовании и благодарны ему за полезную дискуссию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64795-а, 04-05-96009-р2004урал_а), целевой программы междисциплинарных проектов УрО РАН, СО РАН 2005 г, гранта Президента РФ по поддержке научных школ НШ-4210-2006.5.

Список литературы

- Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Вилисов В.А.* Состав микровключений в хромшпинелиде, как индикатор генезиса хром-платиноидного оруденения в дунитах Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1998. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1999а. С. 154-160.
- Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Гарути Дж. и др.* Хром-платиноидное оруденение в комплексах Урало-Аляскинского типа: состав и происхождение // Уральская летняя минералогическая школа-99. Екатеринбург: УГГГА, 1999б. С. 62-82.
- Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Вилисов В.А.* Новые данные о составе минералов пегматоидных жил в дунитах Нижнетагильского массива // Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000. С. 166-171.
- Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Ерохин Ю.В., Вилисов В.А.* Хлорит в хромо-платиновых рудах Платиноносного пояса Урала: особенности состава и парагенезисы // Записки ВМО. 2001. № 2. С. 92-100.
- Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Поленов Ю.А. и др.* Хромсодержащие гранаты из хромитов дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала – состав и парагенезисы // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. С. 161-169.
- Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Уханов А.В., Устинов В.И.* Первые данные об изотопном составе кислорода в сосуществующих оливинах и хромшпинелидах в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урала // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1998. С. 147-150.
- Бетехтин А.Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.: ОНТИ, 1935. 148 с.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А.* Платина в дунитовых массивах Платиноносного пояса Урала: критерии коренной и россыпной платиноносности // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000. С. 25-37.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А.* Структурная и вещественная эволюция хромит-платинового рудообразования в месторождениях Уральского типа // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 260-268.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Гмыря В.Г., Нестерова С.И.* Минералого-геохимические черты хромит-платиновых руд месторождения Госшахта (Нижнетагильский массив) // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. С. 267-272.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И., Вилисов В.А.* Новые платиноворудные зоны горы Соловьевой (Нижнетагильский массив) – строение, состав, происхождение // Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000. С. 176-183.
- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: ИГЕМ АН СССР, 1962. 319 с.
- Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исо-

вского и Нижне-Тагильского районов на Урале. СПб: Тр. Геол. Комитета. Нов. сер. Вып. 62. 1913. 694 с.

Генкин А.Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 41-48.

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) // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 2. С. 237-441.

Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 1. С. 44-74.

Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31-39.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 355 с.

Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др. Новые U-Pb данные по цирконам плагтиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 3. С. 512-516.

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

Иванов О.К. Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 58 с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Уральский госуниверситет, 1997. 488 с.

Иванов О.К., Калеганов Б.А. Новые данные о K-Ar возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720-724.

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.

Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения коренной платины. М.: НИГРИ золота, 1956. 113 с.

Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России / Е.Ю. Вильданова, В.П. Зайцев, Л.И. Кравченко и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 383 с.

Костянов А.И. Модельный Re-Os возраст платиновых минералов // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 545-550.

Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Первые результаты Sm-Nd изотопного

датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110-113.

Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Тр. ИГиГ УФАИ СССР. Вып. 83. Свердловск: УФАИ СССР, 1970. 166 с.

Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.

Новгородова М.И., Андреев С.Н., Самохин А.А., Гамянин Г.Н. Кавитационные эффекты в образовании минеральных микросферул в гидротермальных растворах // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 5. С. 669-671.

Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Осипенко Л.Г., Гриб Е.Н. Хромсодержащие гранаты из родингитов Длинногорского базит-гипербазитового массива, по Валижген, Корякия // Записки ВМО. 2001. № 1. С. 72-80.

Плаксенко А.Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Воронежский госуниверситет, 1989. 222 с.

Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала / К.К. Золоев, Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев и др. Екатеринбург: ДПР, ОАО «УГСЭ», 2001. 199 с.

Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd-возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104-109.

Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000а. 296 с.

Пушкарев Е.В. Платиноносные дуниты Урала: новые данные // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000б. С. 53-79.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В. Микродисперсные минеральные агрегаты и проблема низкотемпературного происхождения хромит-платинового оруденения нижнетагильского типа // Кристаллогенезис и минералогия. СПб.: Санкт-Петербургский госуниверситет, 2001. С. 308-309.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж. и др. Металлические и силикатно-оксидные сферулы из ультраосновных пегматитов в дунитах Нижнетагильского платиноносного массива на Среднем Урале (первые данные) // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 1. С. 90-94.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Родистая самородная медь из миаролитовых дунитов Нижнетагильского массива // Вестник Уральского отделения минералогического общества. Екатеринбург: УГГТА, 2003а. № 2. С. 78-82.

Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др. Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаи-

- тов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 2003б. Т. 388. № 3. С. 373-377.
- Пушкарев Е.В., Чаиухин И.С., Вотяков С.Л. и др. Окситермобарометрия платиноносных ультрамафитов Гальмозанского массива Корякии (Сравнение с Уралом) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 148-157.
- Разин Л.В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов // Геология рудных месторождений. 1968. № 6. С. 10-25.
- Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. К проблеме изотопного датирования Платиноносного пояса Урала: Rb-Sr и Sm-Nd систематика Чистопского массива // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 119-123.
- Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г. Состав включений хромшпинелидов в зернах платиноидов из пород ультрамафических формаций // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 56-70.
- Рудные месторождения СССР / Под ред. В.И. Смирнова. Т. 3. М.: Недра, 1978. 496 с.
- Румянцев В.Н. Природа пространственной эволюции кислотности гидротерм: проявление бародифференциации разнотетических компонентов раствора // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 4. С. 1006-1011.
- 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.
- Середкин М.В., Органова Н.И., Кривовичев С.В. и др. Глаголевит $\text{NaMg}_6[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH},\text{O})_8\cdot\text{H}_2\text{O}$ – новый минерал // Записки ВМО. 2003. № 1. С. 67-75.
- Смирнов В.Н., Волченко Ю.А. Распределение платиноидов в породах Давыдовского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал) // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 6. С. 818-820.
- Соколов В.Б. О глубинном строении массивов Платиноносного пояса Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 73-80.
- Устинов В.И., Уханов А.В., Гриненко В.А. Изотопный состав кислорода минеральной ассоциации оливин-хромшпинелид // Геохимия. 1989. № 2. С. 306-310.
- 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.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352-370.
- Чаиухин И.С., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В. и др. Окситермобарометрия ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 2002. № 8. С. 846-863.
- Чаиухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Быков В.Н. Окситермобарометрия хромитоносных ультрамафитов (на примере Урала). Ч. II. Состояние окисленности ультрамафитов и состав рудообразующих флюидов // Геохимия. 1998. № 9. С. 877-885.
- Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н. и др. Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск: СО РАН, 2000. 414 с.
- Штейнберг Д.С., Чаиухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
- 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., Matsukage K. Petrology of a chromitite micropode from Hess Deep, equatorial Pacific: A comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites // Lithos. 1998. V. 43. P. 1-14.
- 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.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of the continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13. № 6. P. 407-412.
- Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. № 1. P. 27-40.
- Borisov A., Palme H. Solubility of noble metals in Fe-containing silicate melts as derived from experiments in Fe-free systems // Am. Mineral. 2000. V. 85. P. 1665-1673.
- Bosch D., Krasnobyev A.A., Efimov A.A. et al. Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum belt // Abstract EUG. Strassbourg: Terra Nova, 1997. V. 9. P. 122.
- Garuti G., Fershtater G., Bea F. et al. Platinum group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the Central and Southern Urals: preliminary results // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 181-194.
- 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 Central Urals, Russia // Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 357-376.
- Gudfinnsson G.H., Wood B.J. The effect of trace elements on the olivine-wedsleyite transformation // Am. Mineral. 1998. V. 83. P. 1037-1044.
- Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions,

Southeastern Alaska. Reston: US Geol. Surv. Prof. Pap., 1995. 47 p.

Johan Z. Origin of PGE mineralizations: the role of fluids // Principal genetic problems related to mineral deposits of magmatic affiliation. The Betekhtin sympos. Moscow: IGEM, 1997. P. 265-266.

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 Science. 1994. V. 103. P. 107-120.

Moseley D. Symplectic exsolution in olivine // Am. Mineral. 1984. V. 69. № 1-2. P. 139-153.

O'Neil H., Wall V. The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation cur-

ve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // J. Petrol. 1987. V. 28. № 6. P. 1169-1191.

Pushkarev E., Anikina E. Low temperature origin of the Ural-Alaskan type platinum deposits: geological, mineralogical and geochemical evidence // 9-th Intern. Platinum Sympos. Extended Abstracts / Ed. A. Boudreau. Bellings, Montana, USA, 2002. P. 387-390.

Pushkarev E., Brugmann G. Evolution and emplacement of Alaskan-type intrusions in the Uralian fold belt, Russia. Evidence from Re-Os isotope systematics // High siderophile elements in terrestrial and meteoritic samples: Implications for planetary differentiation and igneous processes. Workshop. Nancy, France, 2002.

Shiano P., Clocchiatti R., Lorand J-P. et al. Primitive basaltic melts included in podiform chromitites from the Oman Ophiolite // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 146. № 3-4. P. 489-497.

Рецензент член.-корр. РАН К.К. Золотов