

Хромититы Уфалейского ультрамафитового массива (Южный Урал)

Д.Е. Савельев

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

e-mail: savl71@mail.ru

В статье обобщены данные о морфологии, составе, текстурных и структурных особенностях хромититовых залежей Уфалейского ультрамафитового массива. Минералого-геохимические особенности вмещающих ультрамафитов позволяют интерпретировать их как деплетированный рестит от частичного плавления мантийных перидотитов. Отмечены относительно широкие вариации месторождений по составу рудообразующих хромшпинелидов ($\#Cr$ 0.6–0.8) и заметный метаморфизм вкрапленных руд с замещением хромита хроммагнетитом. Предполагается, что хромититовые тела были изначально сформированы в условиях верхней мантии по реоморфическому механизму, а затем произошла их структурно-геохимическая трансформация в коллизионной обстановке верхней части земной коры. Уплотненные тела вкрапленных хромититов сохранились вблизи компетентных блоков габброидов, тогда как другие залежи были превращены в линзовидные и подиформные тела густовкрапленных и массивных руд меньшего размера. Холодная тектоника корового этапа привела к дезинтеграции залежей и одновременному локальному обогащению будинированных тел хромититов.

Ключевые слова: хромититы, ультрамафиты, офиолиты, Уфалейский массив, Южный Урал

Для цитирования: Савельев Д.Е. (2022). Хромититы Уфалейского ультрамафитового массива (Южный Урал). *Георесурсы*, 24(3), с. 197–209. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.17>

Введение

Офиолитовые массивы ультрамафитов, наряду с расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями, являются важнейшим источником хромовых руд металлургического типа, и поэтому их изучение представляет большой практический интерес. В фундаментальном плане офиолиты считаются фрагментами океанической коры и верхней мантии геологического прошлого, и их изучение позволяет восстановить условия формирования и преобразования мантийного материала на исследуемой территории. Главной целью настоящего исследования является разработка модели формирования хромититовых тел в офиолитовых ультрамафитах.

Уфалейский массив представляет собой довольно крупное тело офиолитовых ультрамафитов, обнажающееся на границе между двумя главными вулканогенными мегазонами Урала – Магнитогорской на юге и Тагильской на севере. На площади массива известны многочисленные залежи подиформных хромититов, которые слабо освещены в литературе. Одной из главных задач настоящего исследования является обобщение накопленного материала по геологическому строению месторождений, составу хромититов и вмещающих пород, акцессорной минералогии руд.

Происхождение хромовых руд в офиолитах представляет собой крупную проблему мантийной петрологии, которая далека от однозначного решения, о чем свидетельствует большое количество публикаций с диаметрально противоположной интерпретацией оруденения (Rost,

1959; Thayer, 1964; Dickey, 1975; Lago et al., 1982; Hock, Friedrich, 1985; Leblanc, Ceuleneer, 1992; Ballhaus, 1998; Matveev, Ballhaus, 2002; Borisova et al., 2012; Johan et al., 2017; Gonzalez-Jimenez et al., 2014; Arai, Miura, 2016). В серии предыдущих работ автор продемонстрировал факты, свидетельствующие в пользу важности реоморфических (твёрдофазных) процессов в мантийном петро- и рудогенезе. В данном сообщении с этих же позиций рассматриваются геологические, структурные, минералогические и геохимические особенности хромититов и ультрамафитов Уфалейского массива.

Методы исследований

Основными методами лабораторных исследований были петрографический (микроскоп ПОЛАМ Р-312) и электронно-микроскопический. Электронно-микроскопические исследования и изучение состава минералов проводились в аншлифах и шашках на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 4 Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ. При съёмке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда в диапазоне 3–4 нА, время накопления спектра в точке 60 секунд в режиме «Point&ID». Формулы оливина и минералов группы шпинели рассчитывались на 4, пироксенов – на 6 атомов кислорода, соответственно. По составам оливина определены содержания форстерита ($Fo = Mg/(Mg+Fe)$, ат. %). Составы минералов группы платины определялись в режиме нормализации к 100 % из-за малого размера выделений. Аббревиатуры минералов, использованные

нами на рисунках, соответствуют таковым, рекомендованным в работе (Whitney, Evans, 2010), либо минералы обозначены формулой, примерно соответствующей их химическому составу.

История изученности и краткий геологический очерк

В изучении хромитоносности Уфалейского ультрамафитового массива можно выделить два основных периода. Первый охватывает предвоенные годы (1930-е) и связан с именами И.И. Бок (1927 г.), В.В. Родионова, В.В. Попова, В.С. Красулина (1939 г.). В это время было обнаружено большинство хромитовых объектов данного района, некоторые из них разведаны и частично отработаны. Возобновление интереса к хромитовым рудам рассматриваемых массивов произошло на рубеже XX и XXI веков (1990–2000-е гг.) в связи с дефицитом хромового сырья.

В период с 1996 по 2006 гг. в северной части Уфалейского массива велись поисковые и разведочные работы с применением комплекса геофизических методов и бурения (Зиновьев, 2006). В этот период разведывались и оценивались известные объекты, и выявлен ряд новых месторождений. Хромшпинелиды, слагающие рудные тела месторождений массива, слабо метаморфизованы в отличие от аксессуарных хромшпинелидов вмещающих серпентинитов. Благодаря этому рудные тела довольно четко выделяются на картах магнитной съемки по отрицательным аномалиям магнитного поля, что позволило результативно использовать данный метод поисков (Зиновьев, 2006). На разведанных месторождениях проводились опытно-эксплуатационные работы Челябинским электро-металлургическим заводом (ЧЭМК). Позднее (2007–2008 гг.) на массиве проводились тематические работы отрядом лаборатории рудных месторождений ИГ УНЦ РАН, результаты которых отражены в коллективной монографии (Бажин и др., 2010).

Уфалейский массив занимает площадь 125 км², по простиранию он протягивается на 25 км от ст. Полдневой на севере до широты п. Силач на юге при максимальной ширине 10 км (рис. 1). В южной части он представлен узким клиновидным телом и полностью сложен антигоритовыми серпентинитами. В северной части массив несколько расширяется, и наряду с нацело серпентинизированными ультрамафитами здесь часто встречаются реликты первичных пород – гарцбургитов и дунитов.

В структурном отношении массив приурочен к южному замыканию Тагильской мегазоны и тяготеет к её восточному борту, вплотную прилегая к Ильменогорско-вишневогорскому мигматито-гнейсово-сланцевому комплексу. Массив представляет собой тектоническую пластину мощностью от 200 до 600 м, в некоторых местах распадающаяся на несколько пластин меньшей мощности. В целом он характеризуется восточным падением, в южной части угол падения изменяется от 30° до 70°. В восточной части ультрамафиты прорываются крупным Чусовским массивом габбро-гранитной формации.

В строении Уфалейского массива принимают участие апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты. Апогарцбургитовые серпентиниты представляют собой массивные светло-зелёные породы с неровным изломом. Они определяются по наличию пироксена (25–40 %),

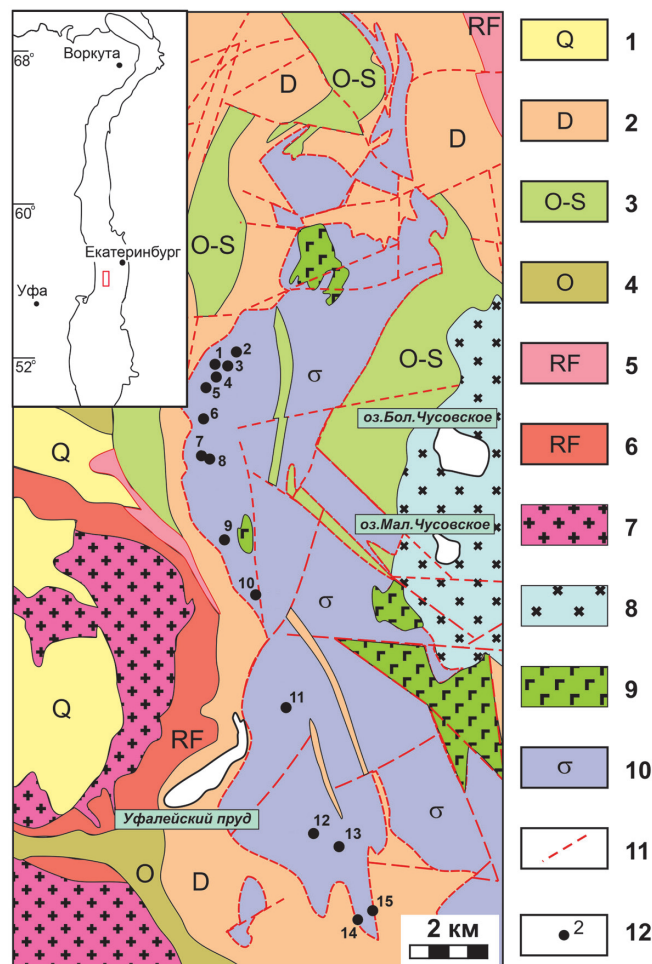


Рис. 1. Схема геологического строения северной и центральной части Уфалейского ультрамафитового массива (по материалам В.В. Парфенова (1989) и В.Н. Зиновьева (2006)). 1 – четвертичные отложения, 2 – девонские вулканогенно-осадочные отложения (полевская свита), 3 – ордовикско-силурийские образования (зюльская свита), 4 – ордовикские образования (вуйская свита), 5–6 – рифеские метаморфические породы, 5 – сланцы куртинской свиты, 6 – амфиболиты, 7 – гранитоиды, 8 – кварцевые диориты Чусовского массива, 9 – габброиды, 10 – серпентиниты и серпентинизированные ультрамафиты мантийного разреза офиолитов, 11 – разрывные нарушения, 12 – хромитопоявления и их номера. Названия хромитовых объектов: 1 – Северо-Западное, 2 – 1-е Северное, 3 – Северо-Песчанское, 4 – Средне-Песчанское, 5 – Южно-Песчанское, 6 – Случайное, 7 – Западно-Родионовское, 8 – Восточно-Родионовское, 9 – Буслаева Гора, 10 – Николаева Гора, 11 – Уфалейское (58 квартал), 12 – Волчьегорское, 13 – Туркинское, 14 – Уфалейское (106 квартал), 15 – Чернореченское

в той или иной мере антигоритизированного по краям зёрен или по трещинам, и реликтам зёрен оливина, частично или полностью замещённых шнуровидным магнетитом и антигоритом с образованием характерной петельчатой структуры. По минеральному составу среди серпентинитов выделяются магнетит-антигоритовые (преобладающие), антигоритовые и лизардит-антигоритовые разновидности. Аподунитовые серпентиниты имеют подчинённое значение. Они залегают в виде отдельных тел линзовидной формы, меридионально вытянутых по простиранию, от нескольких десятков до несколько сотен метров.

Фактический материал

Геологическое строение месторождений

Хромитовое оруденение в пределах Уфалейского массива распределено неравномерно: рудопоявления и месторождения часто группируются в рудные узлы. Наиболее значимым из них является Песчанский рудный узел, включающий Северо-, Средне- и Южно-Песчанские месторождения, 1-е и 2-е Северные, Северо-Западное, 2-е Северо-Западное и Случайное месторождения (рис. 1). Месторождения приурочены к рудоносной зоне северо-северо-восточного простирания длиной около 2 км при ширине до 1 км, вблизи западного контакта массива с вмещающими вулканогенно-осадочными породами палеозоя.

Северо-Песчанское месторождение представлено двумя рудными телами – северным и южным. Первое имеет длину по простиранию 150 м и мощность 1.5–3 м, в раздувах до 5–8 м. Южная залежь имеет длину 200 м при мощности 0.8–7.0 м. Падение обоих тел восточное под углом 45°. Содержание Cr_2O_3 в руде составляет 32.94 %, общие запасы подсчитаны в количестве 46.5 тыс. т, частично отработаны (Зиновьев, 2006).

Средне-Песчанское месторождение представлено серией линзовидных тел, образующих рудную зону протяженностью 280 м, средняя мощность их 2.5–3.0 м, падение восточное под углом 30–60°. Запасы месторождения по категории C_2 составляют 25000 т, все известные рудные тела к настоящему времени отработаны. Поисковые работы, проведенные на данном объекте, дали отрицательные результаты, что позволило сделать вывод о сильной эродированности рудных тел месторождения (Зиновьев, 2006). Подавляющая часть хромитовых руд была локализована в приповерхностной части до глубины 15 м.

Южно-Песчанское месторождение расположено на водораздельной части хребта и представлено серией рудных тел различного размера (рис. 2). Рудная зона протяженностью 250 м и шириной 20–80 м имеет субмеридиональное простирание (аз. 345–360°) при восточном падении отдельных тел хромитов. Для месторождения характерна сильная тектоническая проработка руд и вмещающих пород. Последние в надрудной толще представлены преимущественно коричнево-серыми интенсивно рассланцованными серпентинитами, ориентировка сланцеватости в них параллельна контактам хромитовых залежей. Рудные тела разбиты на блоки серией надвигов и сбросо-сдвигов. Поверхности надвигов параллельны контактам рудных тел (аз. пад. 75–90° $\angle$ 5–40°), амплитуда смещений составляет первые метры. Сбросо-сдвиги имеют более позднее заложение, крутые падения поверхностей ($\angle$ 60–90°), меридиональное и северо-западное простирание. По ним восточные части рудных тел смещены к югу на расстояние до 20 м и опущены с амплитудой 1–7 м. В результате залежи расчленены на ступенчато расположенные блоки линзовидной, клиновидной и более сложных форм. На месторождении выделяются три гипсометрических уровня оруденения: верхний (рудные тела 1 и 4), средний (линза 2) и нижний (линзы 3 и 3а). Общие запасы месторождения составляют 33.8 тыс. т при среднем содержании Cr_2O_3 в руде 30,36 % (Зиновьев, 2006) и почти полностью отработаны.

Наиболее глубокая часть эксплуатационного карьера имеет серповидную форму, обращенную острием на

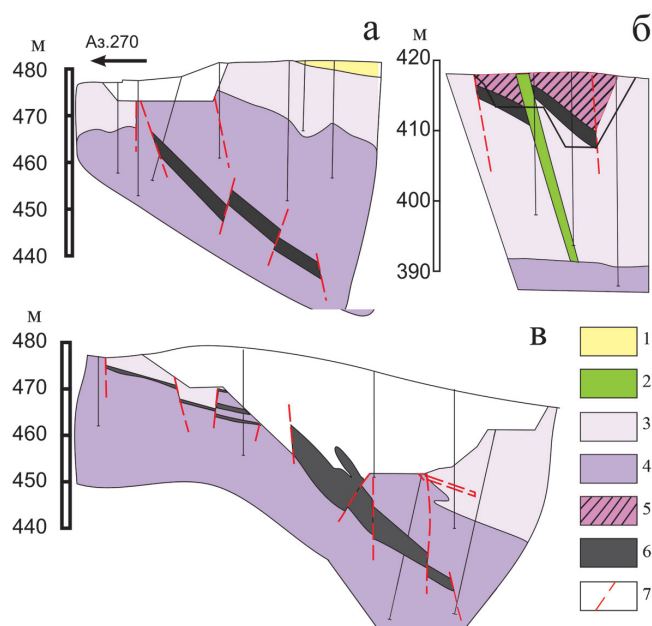


Рис. 2. Строение месторождений Песчанской группы (по В.Н.Зиновьеву (2006)). А – план Средне-Песчанского месторождения, Б, В – разрезы Южно-Песчанского месторождения. 1 – четвертичные отложения, 2 – долериты, диабазы, 3 – габрибурги, 4 – дуниты, 5 – преимущественно вкрапленные хромититы, 6 – преимущественно массивные хромититы

северо-запад (рис. 3а). Судя по морфологии выработки, рудное тело имело северо-восточное падение (аз.пад. 40 $\angle$ 40–50°) и юго-восточное склонение (аз. 110–120°). В северо-западной части, в бортах карьера встречаются остатки рудных тел, они имеют резкие контакты и сложены густовкрапленным хромититом. Вмещающие серпентиниты интенсивно рассланцованы, разделены на многочисленные уплощенные линзы толщиной 2–5 см. Видимая мощность рудной зоны в стенке карьера составляет около 1 м, в верхней части она сменяется аподунитовыми серпентинитами с сеткой трещин, заполненных карбонатами. В непосредственном контакте хромититов и серпентинитов как в подошве, так и в кровле тела, развита оторочка из милонитов ультраосновного состава. В подрудной толще милонитизация проявлена менее значительно, чем в надрудной, блоки вмещающих пород имеют большие размеры, но всегда это обдавленные линзы (максимально 0.4x1 м).

Центральная часть тела сложена густовкрапленными и массивными рудами – их обломки в большом количестве присутствуют в центре карьера, периферические же части тел сложены более бедными хромититами (средне- и редковкрапленными), иногда встречаются разновидности, переходные к нодулярным. В бортах основного карьера преобладают также аподунитовые серпентиниты, реже встречаются серпентиниты по пироксеновым дунитам. Породы разлинзованы, линзы имеют сечения 0.3–1.2 x 0.2–0.9 м, иногда приближаются по форме к шарообразным. В верхней части наблюдается более интенсивное дробление, в целом преобладают апогарцбургитовые серпентиниты.

В южной части месторождения в бортах карьера также встречаются обнажения хромитовых руд. Они разлинзованы, преобладают массивные и густовкрапленные разновидности, среди которых неравномерно

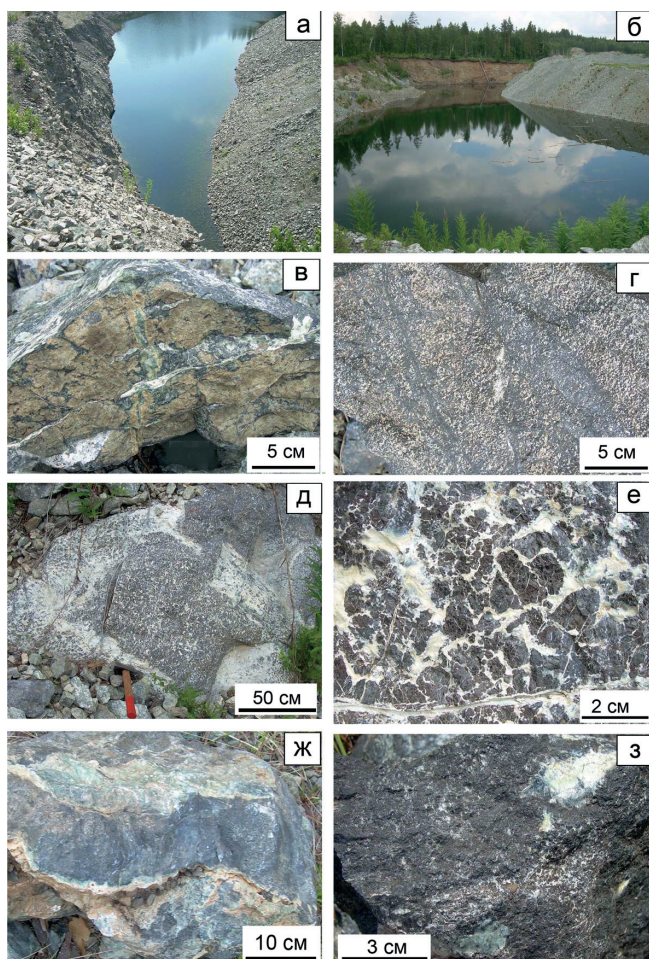


Рис. 3. Общий вид отработанных карьеров и руд месторождений Уфалейского массива. Пояснения в тексте

распределены участки средневкрапленных хромититов (рис. 3г). На объекте отсутствуют полосчатые разновидности руд. На удалении от рудных тел редко встречаются выходы серпентинизированных средне-крупнозернистых гарцбургитов с реликтами первичных ориентированных текстур с содержанием энстатита 10–15 %. В одном из них измерены элементы залегания струйчатых выделений ортопироксена (аз. прост. 330° , падение северо-восточное).

В целом, рудные тела сложены на 50 % густовкрапленными среднезернистыми рудами, на 30 % – массивными хромититами и на 20 % – рудами пятнистой текстуры, обусловленной неравномерной густотой вкрапленности (густо-средневкрапленными) и средневкрапленными среднезернистыми рудами.

Северо-Западное месторождение расположено в 400 м севернее Южно-Песчанского и представлено одним рудным телом длиной по простиранию 130 м, а по падению от 10 до 60 м. Мощность хромититов варьирует от 1.0 до 10.3 м, в среднем составляя 4.1 м. Рудное тело характеризуется северо-восточным простиранием и юго-восточным падением (аз.пад. 112° $\angle 5-40^\circ$). Оруденение вмещается аподунитовыми серпентинитами, интенсивно смятыми в надрудной части. В зонах тектонических нарушений серпентиниты милонитизированы. Рудные тела разбиты многочисленными разрывными нарушениями на блоки линзообразной, клиновидной и пластообразной формы. Преобладают разломы сбросово-сдвигового характера с амплитудой смещения по вертикали 3–10 м, по

горизонтали до 10–15 м. Основные системы разрывных нарушений следующие: 1) крутопадающие ($\angle 80-90^\circ$) субширотного и северо-западного простирания (аз. $275-310^\circ$); 2) разломы северо-восточного простирания (аз. пад. $100-110^\circ$ $\angle 60-90^\circ$). Запасы хромититов с содержанием Cr_2O_3 29.64 % составляют 56.4 тыс. т (Зиновьев, 2006).

Второе Северо-Западное месторождение расположено вблизи первого и является смещенным на 70 м к северо-востоку его северным продолжением. Общее простирание рудной зоны северо-восточное, падение рудных тел по аз. $100-112^\circ$ $\angle 5-50^\circ$. На месторождении всего выявлено 6 залежей, разобщенных тектоническими нарушениями. Рудная зона имеет протяженность 250 м и характеризуется пологим северо-восточным склонением по аз. 10° . В южной части глубина залегания хромититов составляет 4–12 м, а в северной 20–45 м. Мощность рудных тел варьирует от 1.0 до 7.3 м, а содержание Cr_2O_3 в руде от 24.03 до 40.6 % (преобладают руды с 30–40 % Cr_2O_3). По данным (Зиновьев, 2006), запасы составляют 31 тыс. т.

На участке, объединяющем Северо-Западное и 2-е Северо-Западное месторождения, пройдено несколько эксплуатационных карьеров (рис. 3б), расположенных в виде цепочки в меридиональном направлении по аз. $10-15^\circ$. Борты карьеров осыпные, в отвале встречаются обломки аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов. В северо-западной стенке северного карьера обнажаются массивные серпентинизированные дуниты с характерной светло-коричневой коркой выветривания (рис. 3в). Северная стенка сложена преимущественно разлинзованными серпентинитами аподунитовой природы с карбонатными корочками. Обломки хромитовых руд встречаются в полотно северного карьера и преимущественно представлены густовкрапленными среднезернистыми (50 %), часто встречаются также массивные руды (40 %), реже – крупнозернистые густо- и средневкрапленные плохо сцементированные руды.

Кроме описанных месторождений, в пределах Песчанского участка известны еще ряд более мелких объектов: Случайное, 1-е Северное и 2-е Северное.

Второе Северное месторождение расположено на западном склоне хребта, в 150 м ниже по склону от водораздела. В настоящее время на объекте имеется две небольшие эксплуатационные выемки, соединенные расчисткой, длина последней около 150 м. В отвалах преобладают массивные густовкрапленные среднезернистые хромититы и пегматоидные руды (рис. 3 д, е), в северной части объекта довольно много редковкрапленных струйчатых руд. На **месторождении Случайное** вмещающими являются разлинзованные аподунитовые серпентиниты. Хромититы встречены только в отвалах, они представлены густовкрапленными среднезернистыми, массивными рудами в серпентинитовой оболочке (рис. 3ж), а также слабо сцементированными крупнозернистыми и средневкрапленными рудами.

Из других объектов необходимо также отметить **месторождение «Буслаева Гора»**, которое является наиболее крупным на Уфалейском массиве. Оно расположено западнее пос. Черемшанка, в 400 м к востоку от западного контакта массива. Оруденение распространено на площади $400 \times 30-100$ м и представлено серией сближенных тел

различного размера, длина и ширина их изменяется от первых метров до 70 м, мощность от 1 до 16 м (Бажин и др., 2010). Наиболее крупным на месторождении является рудное тело №1, расположенное на южном фланге месторождения. Оно протягивается по простиранию на 70 м при ширине 30 м и мощности в среднем 7.76 м. В поперечных разрезах оно представляет собой почти изометричную линзу с сильно уплощенными краями. Преобладают средне- и густовкрапленные руды, в центральных частях тел переходя в однородные массивные хромититы (рис. 3з). Содержание Cr_2O_3 в рудах изменяется от 20.23 до 43.8 %, в среднем составляя 29.78 %. Общие запасы, по данным (Зиновьев, 2006), составляют около 64 тыс. т.

Родионовская группа месторождений включает в себя небольшие *Западно-* и *Восточно-Родионовское месторождения*. Они также расположены вблизи западного контакта массива (соответственно, в 100 и 350 м от него). Вмещают оруденение интенсивно дислоцированные серпентиниты антигоритового и хризотил-антигоритового состава. Редко в серпентинитах отмечаются участки петельчатой структуры, в ядрах петель иногда наблюдаются редкие реликты зерен первичного оливина. Породы иногда подвержены карбонатизации.

На площади месторождений, особенно – Восточно-Родионовского, широким распространением пользуются жильные тела эпидот-биотитового, диопсид-гранатового и хлорит-гранатового состава. Для них характерно субмеридиональное простирание ($320\text{--}340^\circ$), падение северо-восточное под углом $60\text{--}70^\circ$. По данным В.Н. Зиновьева (2006), эти тела являются результатом преобразования даек габброидов и пироксенитов.

На Западно-Родионовском месторождении выявлены два линзовидных тела хромититов – Северное и Южное. Большая часть запасов сосредоточена в северном теле. Простирание рудных тел субмеридиональное (аз. $0\text{--}20^\circ$), падение восточное (аз. $50\text{--}70^\circ$), по простиранию тела ограничены разрывными нарушениями.

Волчьегорское месторождение расположено у западного контакта массива в 1.5 км к востоку от г. Верхнего Уфалея. Месторождение представляет собой меридиональную рудную зону общей протяженностью 1.2 км с восточным падением, состоящую из серии линзовидных рудных тел длиной до 40 м и мощностью до 6 м. По данным В.С. Красулина (1939) всего разведано 15 рудных тел, содержание Cr_2O_3 в которых составляло от 38.14 до 43.22 %. Контакты руд с вмещающими породами постепенные с уменьшением густоты вкрапленности. Оруденение густовкрапленное в центральных частях рудных тел до бедновкрапленного на периферии. Месторождение разрабатывалось до 1933 г. 15 разрезами до глубины 8–10 м. Добыто порядка 10–12 тыс. т. руды. По состоянию на 1945 г. перспективы оценивались в 30 тыс. т. (Реестр хромитопоявлений..., 2000).

В настоящее время Волчьегорское месторождение вскрыто на большой площади многочисленными неглубокими карьерами, расположенными по обеим сторонам грунтовой дороги (рис. 4а). В бортах выемок и в отвалах – обломки плотных дунитов со светло-коричневой коркой выветривания, аподунитовых серпентинитов и редковкрапленных хромитовых руд с 10–20 % хромшпинелидов (рис. 4б, в). Рудообразующие минералы распределены в

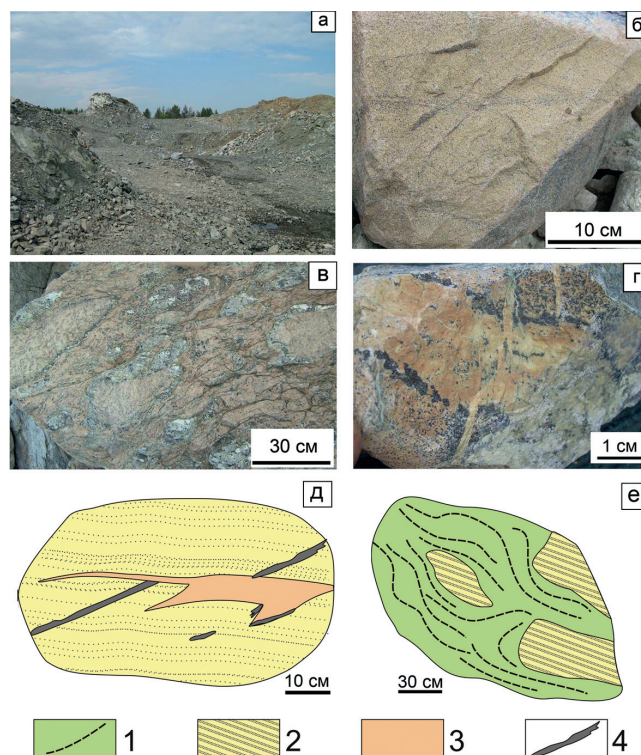


Рис. 4. Вкрапленные хромититы и дуниты Волчьегорского месторождения. 1 – гарибурлит, 2 – энстатит-содержащий дунит, 3 – дунит, 4 – хромититовые прожилки

породе или равномерно, или образуют изометричные и неправильной формы скопления, реже – струйки (рис. 4в, г). Зерна хромшпинелидов размером от 0.1 до 2 мм, структура неравномернотермическая.

В бортах выемок обнажаются крупные шарообразные и эллипсоидные блоки массивных дунитов и редковкрапленных хромитов (около 20 % по объему) диаметром 1.0–1.5 м. Они окружены более мелкими линзовидными и остроугольными блоками (0.2–0.5 м, 50 % по объему) тех же пород с карбонатной коркой. Остальной объем приходится на мелкощепнистую массу (<0.2 м) аподунитовых серпентинитов. В юго-восточной части объекта измерены элементы залегания струйчатости хромшпинелидов (аз. пад. $110\text{--}60\text{--}70^\circ$). В центральной части карьера, в развалах крупных глыб дунитов можно наблюдать особенности внутреннего строения, указывающие на интенсивную тектоническую нарушенность дунитов, происшедшую в режиме пластического течения пород.

На рис. 4в видно, что дунит состоит из линзовидных кластеров – будин, которые окружены межбудинными пережками того же состава. Будины имеют более однородное строение, часто в них отмечается повышенная вкрапленность хромшпинелидов (до 20 %). В межбудинных участках проявлена своеобразная «флюидальность».

На рис. 4д, е запечатлено внедрение в дунит, содержащий струйчатую вкрапленность мелкозернистого хромита – дунита безрудного. Дунит «второй генерации» имеет субогласное расположение с главной системой струйчатости хромшпинелидов (содержание 5–7 %), но пересекает направленную под косым углом ($\angle 15\text{--}20^\circ$) к ней вторую систему струйчатости, в которой происходит обогащение рудным веществом (до 50 % хромшпинелидов). Локальная концентрация хромшпинелидов

наблюдается вдоль контакта двух «генераций» дунита. Подобные явления описаны ранее на ряде офиолитовых массивов (Кравченко, 1969; Павлов и др., 1968; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973).

Структурные особенности хромититов

Изученные хромититы представлены различными тектурными типами – от редковкрапленных до массивных. Вкрапленные полосчатые руды распространены только в пределах Волчьегогорского месторождения, для них характерна мелкозернистая структура и значительные наложенные изменения, выраженные в замещении хромита хром-магнетитом. Густовкрапленные и массивные хромититы месторождений Песчанской группы, Северо-Западного и Буслаевой Горы характеризуются средне- и крупнозернистым сложением, иногда в центральных частях тел наблюдается переход к пегматоидным структурам (размер зерен 5–10 мм). Постоянная особенность хромититов – наличие поперечных трещин (рис. 5а–5в), характеризующих так называемую «пулл-апат» текстуру (Thayer, 1964), свидетельствующую о формировании хромититов в напряженной тектонической обстановке. Во многих образцах отмечены также зоны дробления (рис. 5в, 5е).

Реликтовые зерна оливина, захваченные хромитом при кристаллизации, обычно обнаруживаются во внутренних частях относительно крупных зерен, вдали от описанных выше трещин (рис. 5г, 5е). Зерна хромита в краевых частях часто подвержены коррозии (рис. 5г, 5д), вследствие чего трудно поддаются полировке, на этих участках часто происходит образование тонкодисперсных полифазных агрегатов, которые включают в себя хромит, магнетит, силикатные фазы (серпентин, хлорит). При дальнейшем развитии данного процесса подобные агрегаты могут практически полностью замещать хромитовые зерна (рис. 5ж, 5з).

Минералого-геохимические особенности хромититов и ультрамафитов

Уфалейский массив сложен в значительной степени серпентинизированными гарбургитами с подчиненным значением дунитов. Вблизи хромититовых залежей роль последних возрастает, именно эти породы всегда служат вмещающими для хромититов. Большая часть ультрамафитов массива полностью серпентинизирована, характер изменений варьирует от низкотемпературной фации пельчатых серпентинитов до антигоритовой. В ассоциации с минералами группы серпентина часто присутствуют магнезиальный хлорит, тальк, брусит.

Реликтовые минералы встречаются редко и представлены чаще всего акцессорными хромшпинелидами, реже – оливином, и крайне редко сохраняются корродированные фрагменты зерен пироксенов. Хромшпинелиды гарбургитов характеризуются умеренно хромистым составом $\#Cr = 0.5–0.6$ и достаточно высокой магнезиальностью $\#Mg = 0.5–0.6$ (рис. 6а, 6б), в дунитах возрастает значение $\#Cr$ до $0.8–0.85$ при постоянстве $\#Mg$ (табл. 1). Оливин из ультрамафитов является высокомагнезиальным с содержанием форстеритового минала $0.92–0.97$ (табл. 2), что существенно выше по сравнению с типичными минеральными ассоциациями офиолитов, как следует из диаграммы OSMA, где фигуративные точки изученных пар минералов

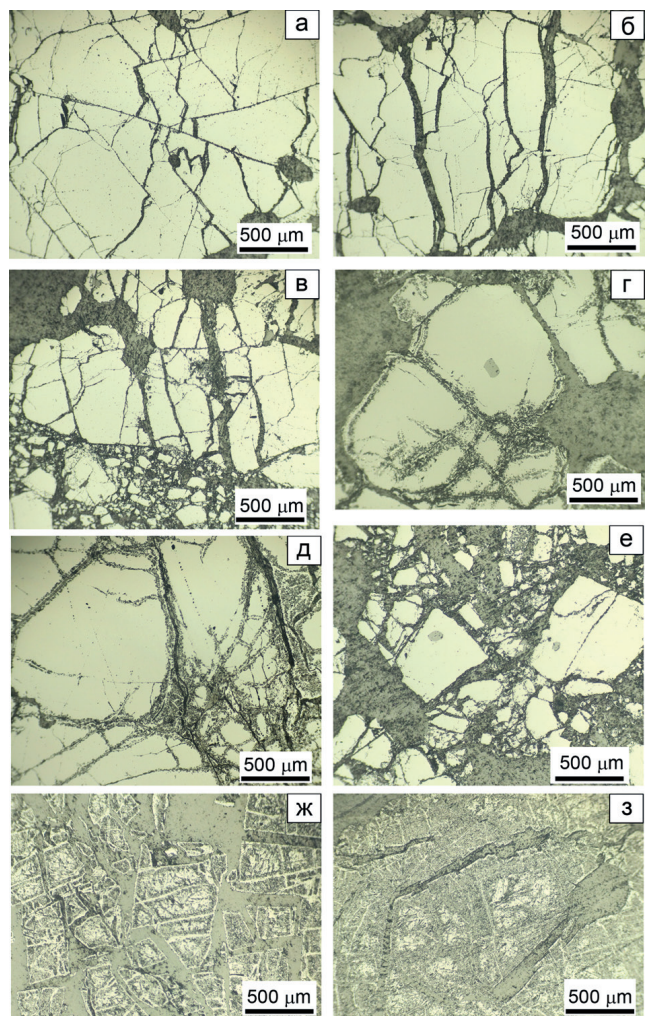


Рис. 5. Структурные особенности хромититов Уфалейского массива. Пояснения в тексте

располагаются вблизи поля предельно истощенных мантийных рествитов (рис. 6в). Отмеченные тенденции (рост $\#Cr$ в шпинелиде и Fo в оливине) сохраняются в минералах хромититов. Специфической особенностью состава рудообразующих хромшпинелидов Уфалейского массива является довольно широкий диапазон их состава и повышенная магнезиальность ($\#Mg$ до 0.8).

Главным вторичным изменением акцессорных и рудообразующих шпинелидов является прогрессирующее превращение их в магнетит, что на треугольной диаграмме выражается в существовании дугообразного тренда, соединяющего стороны $Al-Cr$ и $Cr-Fe^{3+}$ (рис. 6а). Данная особенность является типичной для ультрамафитовых массивов, подверженных прогрессивному метаморфизму, в данном случае – антигоритизации. В большей степени вторичным изменениям подвержены акцессорные шпинелиды и редковкрапленные хромититы, в меньшей – массивные руды.

В хромшпинелидах встречаются включения, которые в 80 % случаев представлены апооливиновым серпентином, и только около 15 % включений состоят из сохранившегося реликтового оливина (рис. 5). Остальная часть включений (около 5 %) представлены амфиболами, и значительно менее 1 % минеральных включений представлено сульфидами основных металлов ($Fe-Cu-Ni-Co$) и минералами элементов платиновой группы (ЭПГ).

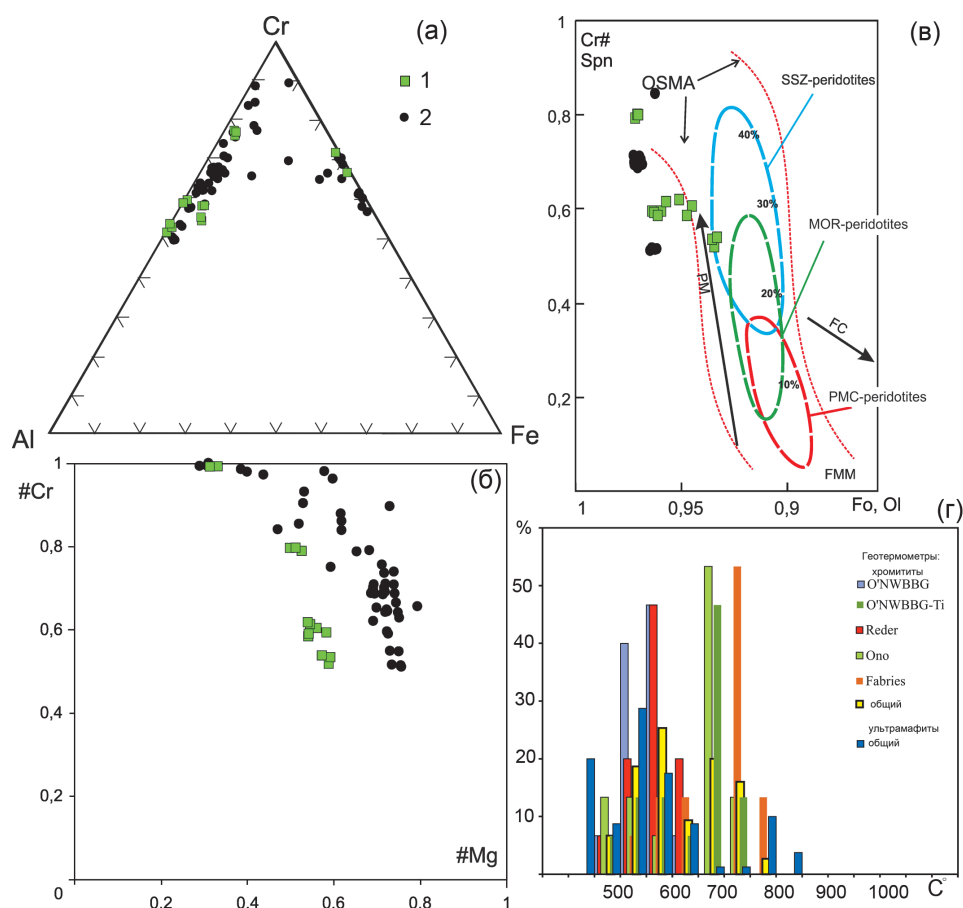


Рис. 6. Состав хромитинелидов и оливинов из ультрамафитов Уфалейского массива. 1 – вмещающие ультрамафиты, 2 – хромититы. Пояснения в тексте

№ п/п	Массовые %							Коэффициенты формул							#Cr
	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Сумма	Al	Cr	Mg	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Ti	V	
1	10,70	4,82	0,25	—	67,13	18,19	101,1	0,189	1,769	0,531	0,025	0,479	0,006	—	0,90
2	15,78	18,87	—	—	50,72	13,69	99,1	0,687	1,239	0,727	0,065	0,282	—	—	0,64
3	15,83	18,78	—	—	50,67	13,72	99,0	0,684	1,239	0,730	0,066	0,282	—	—	0,64
4	13,33	10,62	0,32	—	58,53	15,62	98,4	0,409	1,514	0,650	0,070	0,350	0,008	—	0,79
5	15,27	18,81	0,27	—	50,26	13,44	98,0	0,694	1,243	0,712	0,062	0,282	0,006	—	0,64
6	16,22	24,56	0,27	—	44,40	13,08	98,5	0,876	1,062	0,731	0,051	0,274	0,006	—	0,55
7	16,37	24,65	0,27	—	44,34	12,70	98,3	0,880	1,061	0,738	0,065	0,249	0,006	—	0,55
8	15,35	15,47	0,32	—	55,95	15,38	102,5	0,557	1,352	0,699	0,071	0,314	0,007	—	0,71
9	14,78	16,74	0,37	—	54,73	15,09	101,7	0,606	1,329	0,677	0,067	0,313	0,008	—	0,69
10	15,07	16,36	0,35	—	55,68	14,16	101,6	0,592	1,352	0,689	0,045	0,313	0,008	—	0,70
11	5,58	0,21	0,18	—	48,98	44,67	99,6	0,009	1,400	0,301	0,592	0,693	0,005	—	0,99
12	5,37	0,23	—	—	47,79	46,22	99,6	0,010	1,369	0,290	0,608	0,724	0,000	—	0,99
13	5,98	0,28	0,22	—	49,11	43,97	99,6	0,012	1,399	0,321	0,571	0,690	0,006	—	0,99
14	5,67	0,00	0,30	—	49,12	44,43	99,5	0,000	1,406	0,306	0,587	0,693	0,008	—	1,00
15	5,72	0,25	—	—	42,65	50,27	98,9	0,011	1,230	0,311	0,755	0,694	—	—	0,99
16	13,08	26,88	0,45	—	42,94	17,10	100,5	0,951	1,019	0,585	0,014	0,414	0,010	—	0,52
17	12,88	25,78	0,38	—	43,85	17,02	99,9	0,924	1,054	0,584	0,023	0,407	0,009	—	0,53
18	12,62	25,41	0,43	—	43,96	17,23	99,6	0,915	1,062	0,574	0,005	0,434	0,010	—	0,54
19	12,02	21,33	0,13	0,41	48,33	17,86	100,1	0,779	1,184	0,555	0,020	0,441	0,003	0,010	0,60
20	12,40	22,01	—	0,37	47,68	16,42	98,9	0,810	1,177	0,577	0,010	0,418	—	0,009	0,59
21	10,45	10,43	—	—	60,80	20,47	102,1	0,397	1,553	0,503	0,060	0,486	—	—	0,80
22	6,02	0,26	0,27	—	49,78	41,99	99,1	0,011	1,424	0,324	0,544	0,666	0,007	—	0,99

Табл. 1. Химический состав хромитинелидов. 1–15 – хромититы, 16–22 – вмещающие ультрамафиты. Объекты: Южно-Песчанское (1–5), Случайное (6–7), Буслаева Гора (8–10), Северо-Песчанское (11–15). В анализе 22 определено 0,77 мас. % MnO

По составам пар сосуществующих зерен хромшпинелида и оливины были рассчитаны температуры закрытия обменных реакций и значения фугитивности кислорода. Для этой цели использованы различные

версии геотермометров (Ballhaus et al., 1998; Roeder et al., 1979; Ono, 1983) и оксидометр из работ (Ballhaus et al., 1991; Чашухин и др., 2007). Расчет фугитивности кислорода показал значительные вариации с наиболее

№ п/п	Массовые %						Коэффициенты формул					Fo
	MgO	SiO ₂	MnO	FeO	NiO	Сумма	Mg	Fe	Mn	Ni	Si	
1	54,23	40,67	—	3,63	0,84	99,4	1,938	0,072	—	0,020	0,969	0,964
2	54,22	40,63	—	3,78	0,76	99,4	1,938	0,075	—	0,019	0,968	0,963
3	54,17	41,10	—	3,86	0,73	99,8	1,930	0,076	—	0,018	0,976	0,962
4	53,97	40,18	—	3,52	0,90	98,6	1,943	0,070	—	0,022	0,964	0,965
5	55,17	41,12	—	2,43	0,88	99,6	1,958	0,048	—	0,021	0,973	0,976
6	55,02	40,93	—	2,85	0,71	99,5	1,956	0,056	—	0,017	0,970	0,972
7	55,02	40,82	—	2,82	0,85	99,5	1,956	0,056	—	0,021	0,968	0,972
8	54,83	41,06	—	2,76	0,78	99,4	1,952	0,055	—	0,019	0,974	0,973
9	55,45	42,77	—	3,09	0,80	102,1	1,929	0,060	—	0,019	0,992	0,970
10	55,33	42,54	—	3,00	0,83	101,7	1,932	0,058	—	0,020	0,990	0,971
11	55,17	42,71	—	3,14	0,81	101,8	1,926	0,061	—	0,019	0,994	0,969
12	55,08	42,60	—	3,02	0,80	101,5	1,928	0,059	—	0,019	0,994	0,970
13	54,62	42,11	0,12	4,63	0,25	101,7	1,916	0,090	0,002	0,006	0,985	0,955
14	53,75	42,11	0,18	5,09	0,24	101,4	1,899	0,100	0,004	0,006	0,992	0,950
15	53,55	41,98	0,66	6,11	0,15	102,4	1,881	0,119	0,013	0,004	0,983	0,940
16	54,62	42,13	0,34	4,20	0,00	101,3	1,923	0,082	0,007	0,000	0,989	0,959
17	54,75	41,70	0,21	4,51	0,31	101,5	1,924	0,088	0,004	0,007	0,977	0,956
18	53,83	41,89	0,22	5,59	0,00	101,5	1,900	0,110	0,004	0,000	0,986	0,945
19	55,10	41,34	0,25	4,15	0,20	101,0	1,939	0,081	0,005	0,005	0,970	0,960
20	54,60	41,91	0,23	3,66	0,20	100,6	1,931	0,072	0,005	0,005	0,988	0,964
21	54,12	41,66	0,32	5,21	0,00	101,3	1,911	0,102	0,006	0,000	0,981	0,949
22	53,27	41,23	0,56	5,22	0,18	100,4	1,900	0,103	0,011	0,004	0,981	0,948
23	52,63	41,14	0,35	6,51	0,20	100,8	1,880	0,129	0,007	0,005	0,979	0,936
24	53,73	40,95	0,23	4,04	0,38	99,3	1,927	0,080	0,005	0,009	0,979	0,960
25	53,32	41,21	0,25	3,93	0,29	99,0	1,920	0,079	0,005	0,007	0,989	0,961
26	53,13	40,91	0,21	4,20	0,28	98,7	1,919	0,084	0,004	0,007	0,985	0,958
27	53,12	40,86	0,22	4,54	0,18	98,9	1,917	0,091	0,004	0,004	0,983	0,955
28	53,38	40,82	0,17	4,10	0,22	98,7	1,927	0,082	0,003	0,005	0,982	0,959
29	52,07	40,65	0,54	5,98	0,00	99,2	1,887	0,120	0,011	0,000	0,982	0,940
30	53,20	40,37	0,13	4,24	0,19	98,1	1,930	0,086	0,003	0,005	0,977	0,958
31	51,53	40,37	0,19	6,58	0,34	99,0	1,875	0,133	0,004	0,009	0,979	0,934

Табл. 2. Химический состав оливина. 1–14 – хромититы, 15–31 – вмещающие ультрамафиты. Объекты: Северо-Западное (1–4), Буслева Гора (5–12), Северо-Песчанское (13–14)

восстановленными значениями в некоторых образцах гарцбургитов ($-1 \dots -3.2 \Delta \log f_{O_2}(\text{FMQ})$) и неизменно положительными значениями в хромититах ($+1 \dots +2.55 \Delta \log f_{O_2}(\text{FMQ})$).

Полученные данные о температурах обобщены на гистограмме (рис. 6г), они свидетельствуют о наличии двух пиков – в области 550 и 700–750°C, что значительно ниже солидуса ультрамафитов и хромититов. По-видимому, наиболее высокие значения фиксируют завершение субсолидусных реакций в массивах на уровне верхней мантии, а низкотемпературный пик соответствует переуравновешиванию минералов в ходе коровых метаморфических преобразований.

Акцессорная минерализация хромититов довольно разнообразна (рис. 7). Помимо минералов группы серпентина и хлорита, в виде включений в рудных зернах и в интерстициях установлены различные сульфиды, арсениды, интерметаллиды, перовскит. Наиболее распространены сульфиды Ni, Fe, Co – хизлевудит (Ni_3S_2), пентландит ($(\text{Ni,Fe})_9\text{S}_8$), Co-содержащий пентландит ($(\text{Ni,Fe,Co})_9\text{S}_8$), встречается одно зерно никелина (NiAs) (табл. 3). Минералы платиноидов представлены интерметаллидами состава (Ir,Pt,Ni,Cu), иридоосмином (Os,Ir), лауридом (RuS_2) с примесями осмия и иридия, а также сульфидоарсенидами составов (Rh,Ir,Ni)AsS, (Ni,Ir)AsS и ирарситом (Ir,Rh,Ru)AsS (табл. 4).

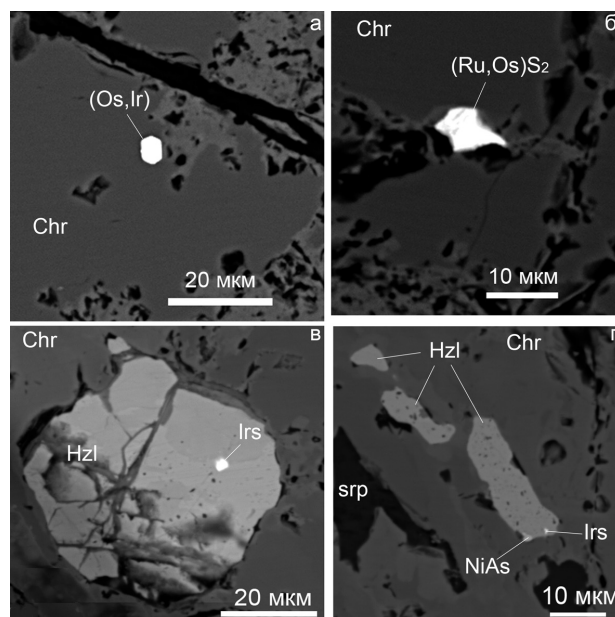


Рис. 7. Акцессорная минерализация в хромититах Уфалейского массива. а – иридий-осмий в хромите, б – лаурит в трещине хромита, в – включение ирарсита в хизлевудите, г – тонкие выделения ирарсита и никелина в хизлевудите, включенном в зерно хромита; а–в – месторождение Буслева Гора, г – Южно-Песчанское месторождение; Chr – хромитинелид, Hzi – хизлевудит, Irs – ирарсит, srp – серпентин

№ п/п	Массовые %						Коэффициенты формул				
	S	Fe	Co	Ni	As	Сумма	S	Fe	Co	Ni	As
1	43,83	0,36	–	55,57	–	99,76	4,000	0,019	–	2,765	–
2	1,72	1,36	–	47,93	48,99	100,0	0,076	0,034	–	1,155	0,924
3	34,33	26,64	9,4	31,38	–	101,75	8,000	3,547	1,188	3,986	–
4	34,31	28,01	4,88	33,91	–	101,1	8,000	3,732	0,617	4,310	–
5	34,22	30,54	3,85	33,67	–	102,29	8,000	4,080	0,488	4,291	–
6	34,21	26,3	10,58	30,98	–	102,08	8,000	3,514	1,342	3,949	–
7	33,84	28,9	6,56	31,08	–	100,38	8,000	3,904	0,841	4,005	–
8	33,78	26,11	9,6	30,98	–	100,47	8,000	3,533	1,233	4,000	–
9	35,28	1,06	–	63,87	–	100,21	1,000	0,017	–	0,987	–
10	35,14	2,27	–	64,16	–	105,08	1,000	0,037	–	0,995	–
11	34,99	–	–	66,61	–	101,6	1,000	0,000	–	1,038	–
12	34,57	0,9	–	64,53	–	100,0	1,000	0,015	–	1,018	–
13	34,2	0,44	–	66,09	–	100,73	1,000	0,007	–	1,053	–
14	33,91	0,25	–	67,02	–	101,18	1,000	0,004	–	1,077	–
15	33,83	–	–	66,17	–	100,0	1,000	–	–	1,066	–
16	33,7	–	–	67,42	–	101,12	1,000	–	–	1,091	–
17	28,04	–	–	70,45	–	100,0	2,000	–	–	2,739	–
18	27,92	–	–	73,55	–	101,47	2,000	–	–	2,872	–
19	27,84	0,17	–	73,5	–	101,51	2,000	0,007	–	2,878	–
20	27,81	0,45	–	72,79	–	101,05	2,000	0,018	–	2,854	–
21	27,8	2,83	–	70,96	–	101,59	2,000	0,116	–	2,783	–
22	27,73	0,44	–	70,13	–	100,0	2,000	0,018	–	2,757	–
23	27,64	0,27	–	72,94	–	100,84	2,000	0,011	–	2,877	–
24	27,6	2,75	–	70,87	–	101,22	2,000	0,114	–	2,800	–
25	27,45	2,48	–	71,58	–	101,5	2,000	0,103	–	2,843	–
26	27,38	0,77	–	69,3	–	100,0	2,000	0,032	–	2,760	–
27	26,96	1,39	–	68,62	0,69	100,0	2,000	0,059	–	2,775	0,022

Табл. 3. Химический состав сульфидов и арсенидов основных металлов. 1 – полидимит, 2 – никелин, 3–8 – кобальт-содержащий пентландит, 9–16 – миллерит, 17–27 – хизлевудит. Объекты: Буслаева гора (1, 9, 12, 17, 22), Северо-Песчанское (3–8, 11, 13, 14, 16, 18–21, 23–25), Южно-Песчанское (2, 26), Северное-2 (15), Северо-Западное (27), Волчьегогорское (10)

Обсуждение результатов

Проведенные исследования и обобщение материалов поисковых и разведочных работ, неоднократно проводившихся на массиве, позволяют обсудить основные черты формирования ультрамафитов и связанного с ними хромитового оруденения. В первую очередь, обращает на себя внимание обилие на массиве полосовидных в плане включений вмещающих пород, разбивающих его на серию удлиненных в меридиональном направлении блоков. В частности, восточнее Северо-Западного месторождения среди серпентинитов картируется довольно широкая полоса кварц-хлорит-актинолитовых и углеродисто-кремнистых сланцев с падением сланцеватости на восток: западный контакт под углом 35–50°, восточный – под углом 50–70°, то есть включения имеют клиновидную форму в разрезе.

Формирование подобной структуры массива обусловлено поздними тектоническими процессами и происходило в условиях сжатия в коллизионной обстановке. В результате единый массив ультрамафитов был расчленен на пакет пластин, чередующихся с клиньями окружающих пород. По данным В.Н. Зиновьева (2006), для участка Северо-Западного месторождения характерны устойчивый состав вмещающего и надрудного комплекса пород, частые нарушения сплошности и перерывы в оруденении, четкообразное и цепочечное залегание рудных тел, многочисленные малоамплитудные нарушения сбросово-сдвигового типа. Подобная картина характерна для большей части месторождений Уфалейского района.

На месторождении Волчьегогорское картируется мощная зона бедновкрапленного оруденения в дунитах (ширина около 50 м), здесь редко встречаются густовкрапленные и массивные хромититы. Севернее, в пределах Песчанского рудного узла текстурные характеристики руд существенно изменяются. Здесь наибольшим распространением пользуются густовкрапленные и массивные хромититы среднезернистой структуры, полосчатость и струйчатость почти не проявлены, реже отмечается присутствие крупнозернистых слабосцементированных хромититов. В северной части рудного узла отмечается наибольший контраст в текстурно-структурных типах руд: наряду с обычными для других месторождений густовкрапленными и массивными среднезернистыми рудами, встречаются как пегматоидные густовкрапленные, так и редковкрапленные струйчатые и равномерновкрапленные хромиты.

Контакты богатых руд с вмещающими породами резкие. Породы и руды, как правило, разлинзованы, вблизи рудных тел развита оторочка апосерпентинитовых милонитов. Для рудных тел характерна линзовидная форма, приближающаяся в сечениях к эллипсоидальной, сильная изменчивость морфометрических параметров (длина, ширина, мощность), пологое залегание с падением в восточном направлении. Рудные тела располагаются группами внутри рудоносных зон, часто характерно их кулисообразное взаимное расположение. Для бедных руд характерна большая мощность, относительная выдержанность залегания и уплощенная форма тел. Есть все основания полагать, что тела богатых руд возникли на месте

№ п/п	S	Fe	Ni	Cu	As	Ru	Rh	Sb	Os	Ir	Pt
1	2,95	6,85	4,12	4,82	-	-	-	-	-	0,447	0,092
2	2,58	6,65	3,88	5,09	-	-	-	-	0,020	0,435	0,097
3	-	0,97	-	-	-	-	-	-	0,515	0,453	-
4	-	0	-	-	-	-	-	-	0,538	0,462	-
5	-	0,88	-	-	-	-	-	-	0,527	0,444	-
6	38,03	0,61	-	-	0,59	59,68	-	-	0,000	0,009	-
7	31,57	3,63	1,05	-	-	61,04	-	-	0,014	0,012	-
8	15,53	0,83	-	-	35,22	0	45,09	3,32	-	0,915	0,057
9	14,18	2,82	2,39	-	31,58	0	43,2	3,66	-	0,889	0,064
10	13,51	0,92	0,9	-	29,91	1,93	28,13	1,98	-	0,640	0,038
11	15,26	0,89	0,43	-	26,34	5,71	2,62	-	-	0,143	0,064
12	12,78	-	5,06	-	23,37	2,68	9,33	4,65	-	0,232	0,098
13	15,23	-	10,09	-	23,28	2,12	13,31	3,04	-	0,298	0,058
14	15,03	-	10,6	-	21,27	1,67	9,58	3,51	-	0,219	0,068

Табл. 4. Химический состав минералов элементов платиновой группы. 1–5 – самородные (1, 2 – платинистый иридий, 3–5 – иридоосмин), 6–7 – ларун, 8–9 – фаза RhAsS, 10 – фаза (Rh, Ir)AsS, 11–14 – родийсодержащий иристит. Объекты: Южно-Песчанское (1, 2, 7), Буслаява Гора (3–6, 8–14)

протяженных рудоносных зон, сложенных первоначально редко- и средневкрапленными хромитами с крутыми углами падения (на Волчегорском – аз.пад. $110^\circ \angle 70^\circ$).

По мнению автора, все указанные особенности свидетельствуют о тесной взаимосвязи тектоники и оруденения. Можно предположить следующий сценарий формирования месторождений Уфалейского массива. Первично-мантийное оруденение в реститовом комплексе массива было представлено протяженными зонами вкрапленности в полосовидных (прерывисто-полосчатых) телах дунитов в дунит-гарцбургитовом комплексе, вероятно, тела характеризовались субвертикальным залеганием и субмеридиональным простиранием, согласным с общей структурой Уральского палеорифта. Подобное залегание рудных зон в дунитовых телах среди гарцбургитов типично для большинства слабометаморфизованных массивов как лерцолитового, так и гарцбургитового типа (Крака, Нурали, Хабаровинский, Ключевской и др.).

Механизм формирования новых порций хромшпинелидов при деформационно-индуцированном распаде пироксенов обоснован ранее в работах (Савельев и др., 2017; Saveliev et al., 2021), а локализация пластического течения с одновременной локализацией хромититовых сегрегаций хромита в дунитах – в работах (Савельев, Федосеев, 2019; Saveliev, 2021). Представленные выше минералого-геохимические данные по Уфалейским ультрамафитам и хромититам позволяют предполагать их реститово-реоморфическое происхождение.

Тектоническая ремобилизация корового этапа может значительно затухать первичную структуру и ведет к перераспределению рудного вещества, а иногда и к изменению первичного химического состава руд. Наибольшие изменения морфологии локализованы в участках развития хризотилитовых серпентинитов, которые, как правило, трассируют сдвиговые зоны различного масштаба.

В коровых условиях, в режиме «холодного» сжатия в коллизийной обстановке ультрамафитовый блок (Уфалейский массив) был выведен из «корневой зоны» образующегося складчатого пояса к месту современного залегания. В ходе данного процесса на наиболее крупном структурном уровне рассмотрения («уровень массива» – $L=1-10$ км) происходит хрупкая деформация, сопровождающаяся расчленением его на пакет пластин; на следующем уровне («уровень части массива», $L=100-1000$ м) также преобладает хрупкая деформация – первоначально единые зоны вкрапленных руд расчленяются на более мелкие блоки; на «уровне месторождений» ($L=1-100$ м) наряду с хрупкой деформацией меньшей амплитуды (разлинование), происходит локальная концентрация вещества на более мелких уровнях рассмотрения («уровень агрегатов зерен и отдельных зерен», $L=1$ мм – $0,1$ м).

Она обусловлена сильным контрастом механических свойств минералов, составляющих рудные тела: хромит имеет намного больший модуль упругости и почти нерастворим, в то время как серпентин, образующийся в процессе подъема ультрамафитов на месте оливина, – весьма податлив и обладает значительно большей растворимостью во флюидах. Таким образом, в условиях «корового сжатия» внутри рудных тел происходит как процесс «растворения под давлением» серпентина, так и «экструзия» более податливого материала (серпентина) из интерстиций между

более жесткими частицами (хромитом) в околорудное пространство.

Описанный сценарий хорошо иллюстрирует схема строения массива (рис. 8) с локализованной в его северной части сдвиговой зоной. Расположенные значительно южнее сдвиговой зоны хромитопоявления Волчегорской группы практически не претерпели изменений, они сложены мелкозернистыми, полосчатыми редко- и средне-вкрапленными хромититами в дунитах. С приближением к сдвиговой зоне (к северу), происходят постепенные изменения в характере оруденения: 1) размер блоков, на которые разбиты рудные тела, постепенно сокращается (на юге 70–100 м, в центре – 50 м, в Родионовских до 5–10 м и вновь увеличивается в Песчанских), 2) морфология тел изменяется от таблитчатой (70х50х1 м) на юге к плоско-линзовидной (50х20х1.5 м) в центре и к линзовидной и гнездообразной (от 15х10х2 м до 1х1х1 м) на севере, 3) с юга на север увеличивается густота вкрапленности от полосчатой мелкозернистой редковкрапленной до густовкрапленной и массивной в центральной части. Характерна роль тел габброидов: они играют роль жестких ограничений, препятствий для развития сдвиговых зон. Именно «в тени» габбровых массивов сохраняются тела первичных хромитовых руд.

Химический состав рудных шпинелидов также претерпевает различные изменения в зависимости от типа серпентинизации массивов. При петельчатой серпентинизации он остается практически без изменений, при хризотилизации преобладает деформация, и образуется кайма из хроммагнетита и магнетита, антигоритизация ведет к превращению хромита в магнетит и к его растворению. Интенсивность изменения химизма шпинелидов обратно пропорциональна густоте его вкрапленности: легче всего замещаются акцессорные шпинелиды, наиболее устойчивы массивные руды.

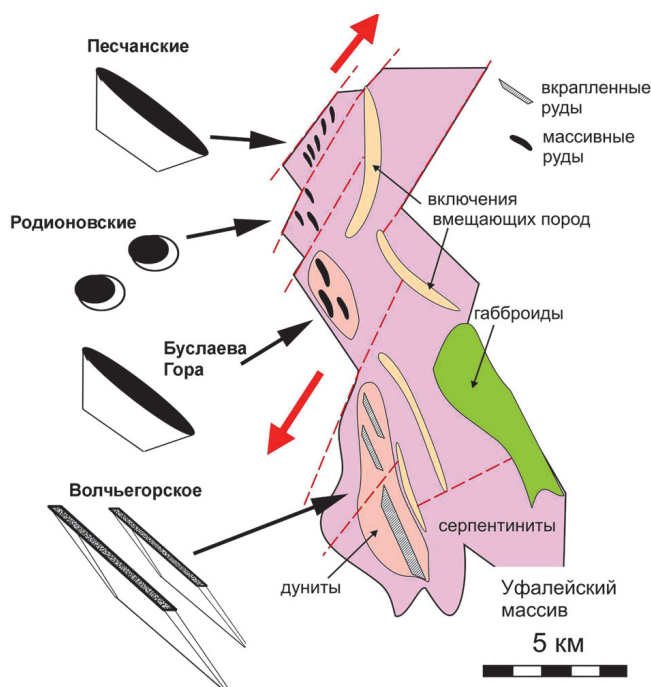


Рис. 8. Модель образования хромитов и их модификации в коровых условиях

Заключение

Первично-мантийное оруденение в реститовом комплексе массива было представлено протяженными зонами вкрапленности в полосовидных (прерывисто-полосчатых) телах дунитов в дунит-гарцбургитовом комплексе, вероятно, тела характеризовались субвертикальным залеганием и субмеридиональным простиранием, согласным с общей структурой Уральского палеорифта. Хромититовые тела были изначально сформированы в условиях верхней мантии по реоморфическому механизму, а затем произошла их структурно-геохимическая трансформация в коллизионной обстановке верхней части земной коры. Уплотненные тела вкрапленных хромититов сохранились вблизи компетентных блоков габброидов, тогда как другие залежи были превращены в линзовидные и подиформные тела густовкрапленных и массивных руд меньшего размера. Холодная тектоника корового этапа привела к дезинтеграции залежей и одновременному локальному обогащению будинированных тел хромититов.

Благодарности/Финансирование

Автор благодарит двух анонимных рецензентов за критическое обсуждение работы и замечания, которые позволили значительно улучшить текст.

Аналитические исследования и предпечатная подготовка статьи выполнены за счет гранта РНФ №22–17–00019. В экспедиционных работах принимали участие Е.А. Бажин, А.А. Малиновская, Р.Е. Николаев, которым автор хотел бы выразить признательность. Полевые исследования частично финансированы по теме Госзадания Минобрнауки РФ (№ FMRS-2022-0011).

Литература

- Бажин Е.А., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. (2010). Габбро-гипербазитовые комплексы зоны сочленения Магнитогорской и Тагильской мегазон: строение и условия формирования. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 244 с.
- Бок И.И. (1927). Месторождения хромистого железяка в Верхне-Уфалейской даче. 77 с.
- Зиновьев В.Н. (2006). Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на хромиты в пределах Уфалейского и Каркодинского ультраосновных массивов за 1998–2004 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2004 г. и оценкой прогнозных ресурсов. Вишневогорск.
- Кравченко Г.Г. (1969). Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М: Наука, 232 с.
- Красулин В.С. (1939). Отчет о геологической съемке Уфалейского хромитового района (Геологическая карта Урала, масштаб 1: 50 000. Планшеты N-41-133-A, Б, В, Г; N-41-1-B; N-41-2-A). 280 с.
- Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. (1973). Закономерности формирования хромитовых месторождений. М: Наука, 200 с.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. (1968). Хромиты Кемпирсайского плутона. М: Наука, 178 с.
- Парфёнов В. В. и др. (1989). Геологическое доизучение масштаба 1: 50000 Карабашской площади и общие поиски меди: Фонды УГУ, Свердловск, 280 с.
- Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала (2000). Под. ред. Б.В. Перевозчикова. Пермь, 474 с.
- Савельев Д.Е. (2018). Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа: Башк. энцикл., 304 с.
- Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабиров И.И. (2017). О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования. Доклады академии наук, 276(2), с. 1-5.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2019). Твёрдофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал). Георесурсы, 21(1), с. 31-46. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46>

Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Шапова Ю.В. (2007). Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 310 с.

Arai S., Miura M. (2016). Formation and modification of chromitites in the mantle. *Lithos*, 264, pp. 277–295. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.08.039>

Ballhaus C. (1998). Origin of the podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth and Planetary Science Letters*, 156, pp. 185–193. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00005-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00005-3)

Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arai S., Béjina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. (2012). A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions. *Journal of Petrology*, 53, pp. 2411–2440. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs054>

Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. (1981). Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia. *Economic Geology*, 76, pp. 805–831. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.4.805>

Dickey J.S. (1975). A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, pp. 1061–1075. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(75\)90047-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90047-2)

Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. (2014). Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites. *Lithos*, 189, pp. 148–158. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008>

Hock M., Friedrich G. (1985). Structural features of ophiolitic chromitites in the Zambales Range, Luzon, Philippines. *Mineralium Deposita*, 20, pp. 290–301. <https://doi.org/10.1007/BF00204289>

Johan Z., Martin R.F., Ettler V. (2017). Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits. *European Journal of Mineralogy*, 29, pp. 543–555. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2648>

Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. (1982). Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Journal of Petrology*, 23, pp. 103–125. <https://doi.org/10.1093/petrology/23.1.103>

Leblanc M., Ceuleneer G. (1992). Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos*, 27, pp. 231–257. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(91\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0024-4937(91)90002-3)

Matveev S., Ballhaus C. (2002). Role of water in the origin of podiform

chromitite deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, pp. 235–243. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00860-9

Ono A. (1983). Fe-Mg partitioning between spinel and olivine. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 78, pp. 115–122. <https://doi.org/10.2465/ganko1941.78.115>

Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. (1979). A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 68, pp. 325–334. <https://doi.org/10.1007/BF00371554>

Rost F. (1959). Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten. Freiburger Forschungshefte. Berlin.

Saveliev D.E. (2021). Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features. *Mineralium Deposita*. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5>

Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Sergeev S.N., Kutyrev A.V. (2021). Chromian spinel neomineralisations and the microstructure of plastically deformed ophiolitic peridotites (Kraka massifs, Southern Urals, Russia). *Mineralogy and Petrology*. <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00748-w>

Thayer T.P. (1964). Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Economic Geology*, 59, pp. 1497–1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.8.1497>

Whitney Donna L., Evans Bernard W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), pp. 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>

Zhou M-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. (1996). Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle. *Journal of Petrology*, 37, pp. 3–21. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3>

Сведения об авторе

Дмитрий Евгеньевич Савельев – доктор геол.-мин. наук, профессор Академии наук Республики Башкортостан
Институт геологии УФИЦ РАН
Россия, 450077, Уфа, ул. К.Маркса, д. 16/2

Статья поступила в редакцию 04.06.2022;

Принята к публикации 11.08.2022; Опубликовано 30.09.2022

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Chromitite deposits of Ufaley ultramafic massif (South Urals)

D.E. Saveliev

Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

Abstract. Data on the morphology, composition, textural and structural features of chromite deposits of the Ufaley ultramafic massif are presented. The mineralogical and compositional features of the host ultramafic rocks allow us to interpret them as depleted restite from partial melting of mantle peridotites. Relatively wide variations in the composition of ore-forming chromian spinel grains (#Cr 0.6–0.8) and noticeable metamorphism of disseminated ores with replacement of chromite by Cr-magnetite are noted. It is assumed that chromitite bodies were initially formed under the conditions of the upper mantle by a rheomorphic mechanism, and then their structural and geochemical transformation took place in the collisional setting of the upper part of the crust. Flattened bodies of disseminated chromitites have been preserved near competent gabbroid blocks, while other deposits have been transformed into lenses and podiform bodies of densely disseminated and massive ores of smaller size. The “cold tectonics” of the crustal stage led to the disintegration of deposits and the simultaneous local enrichment of deformed chromitite bodies.

Keywords: chromitite, ultramafic rocks, ophiolite, Ufaley massif, South Urals

Acknowledgements

The author would like to thank anonymous reviewers for critical discussions of the work and comments, which made it possible to significantly improve the text.

Analytical research and prepress preparation of the article were supported by the Russian Science Foundation grant No. 22-17-00019. E.A. Bazhin, A.A. Malinovskaya, R.E. Nikolaev, to whom the author would like to express his gratitude, took part in the field studies. Field research was partially funded by the State Assignment of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (No. FMRS-2022-0011).

Recommended citation: Saveliev D.E. (2022). Chromitite deposits of Ufaley ultramafic massif (South Urals). *Georesursy* = *Georesources*, 24(3), pp. 197–209. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.17>

References

Arai S., Miura M. (2016). Formation and modification of chromitites in the mantle. *Lithos*, 264, pp. 277–295. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.08.039>

- Ballhaus C. (1998). Origin of the podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth and Planetary Science Letters*, 156, pp. 185-193. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00005-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00005-3)
- Bazhin E.A., Saveliev D.E., Snachev V.I. (2010). Gabbro-gyperbasite complexes of junction area of Magnitogorsk and Tagil megazones: structure and formation conditions. Ufa: DizaynPoligrafServis, 244 p. (In Russ.)
- Bok I.I. (1927). Deposits of chromium iron ore in Verkhne-Ufaleyskaya dacha. 77 p. (In Russ.)
- Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arai S., Béjina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. (2012). A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions. *Journal of Petrology*, 53, pp. 2411-2440. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs054>
- Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. (1981). Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia. *Economic Geology*, 76, pp. 805-831. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.4.805>
- Chaschukhin I.S., Votyakov S.L., Schapova Yu.V. (2007). Crystal chemistry of Cr-spinel and oxythermobarometry of ultramafic rocks of folded regions. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 310 p. (In Russ.)
- Dickey J.S. (1975). A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, pp. 1061-1075. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(75\)90047-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90047-2)
- Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. (2014). Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites. *Lithos*, 189, pp. 148-158. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008>
- Hock M., Friedrich G. (1985). Structural features of ophiolitic chromitites in the Zambales Range, Luzon, Philippines. *Mineralium Deposita*, 20, pp. 290-301. <https://doi.org/10.1007/BF00204289>
- Johan Z., Martin R.F., Ettler V. (2017). Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits. *European Journal of Mineralogy*, 29, pp. 543-555. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2648>
- Krasulin V.S. (1939). Report on the geological survey of the Ufaley chromite-bearing region (Geological map of the Urals, scale 1: 50,000. Tablets N-41-133-A, B, C, D; N-41-1-B; N-41-2-A). 280 p., No. 07927. (In Russ.)
- Kravchenko G.G. (1969). The role of tectonics in the crystallization of chromite ores of the Kempirsay pluton. Moscow: Nauka, 232 p. (In Russ.)
- Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. (1982). Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Journal of Petrology*, 23, pp. 103-125. <https://doi.org/10.1093/petrology/23.1.103>
- Leblanc M., Ceuleneer G. (1992). Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos*, 27, pp. 231-257. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(91\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0024-4937(91)90002-3)
- Matveev S., Ballhaus C. (2002). Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, pp. 235-243. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00860-9
- Ono A. (1983). Fe-Mg partitioning between spinel and olivine. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 78, pp. 115-122. <https://doi.org/10.2465/ganko1941.78.115>
- Pavlov N.V., Grigoryeva-Chuprynina I.I. (1973). Regularities of the formation of chromite deposits. Moscow: Nauka, 200 p. (In Russ.)
- Pavlov N.V., Kravchenko G.G., Chuprynina I.I. (1968). Chromites of Kempirsay pluton. Moscow: Nauka, 178 p. (In Russ.)
- Register of chromite occurrences in the alpine-type ultrabases (2000). Ed. Pervozchikov B.V. Perm, 474 p. (In Russ.)
- Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. (1979). A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 68, pp. 325-334. <https://doi.org/10.1007/BF00371554>
- Rost F. (1959). Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten. Freiburger Forschungshefte. Berlin.
- Saveliev D.E. (2018). Ultramafic massifs of Kraka (South Urals): structural and compositional features of peridotite-dunite-chromitite associations. Ufa: Bash. encyclopediya, 304 p. (In Russ.)
- Saveliev D.E. (2021). Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features. *Mineralium Deposita*. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5>
- Saveliev D.E., Fedoseev V.B. (2019). Solid-state redistribution of mineral particles in the upwelling mantle flow as a mechanism of chromite concentration in the ophiolite ultramafic rocks (by the example of Kraka ophiolite, the Southern Urals). *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 31-46. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46>
- Saveliev D.E., Puchkov V.N., Sergeev S.N., Musabirov I.I. (2017). Deformation-induced decomposition of enstatite in mantle peridotite and its role in partial melting and chromite ore formation. *Doklady Earth Sciences*, 476(1), pp. 1058-1061. DOI: 10.1134/S1028334X17090161
- Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Sergeev S.N., Kutyrev A.V. (2021). Chromian spinel neomineralisations and the microstructure of plastically deformed ophiolitic peridotites (Kraka massifs, Southern Urals, Russia). *Mineralogy and Petrology*. <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00748-w>
- Thayer T.P. (1964). Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Economic Geology*, 59, pp. 1497-1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.8.1497>
- Whitney Donna L., Evans Bernard W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), pp. 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zhou M-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. (1996). Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle. *Journal of Petrology*, 37, pp. 3-21. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3>
- Zinov'ev V.N. (2006). Report on the results of exploration and prospecting work for chromites within the Ufaei and Karkoda ultrabasic massifs for 1998–2004 with a calculation of reserves as of 01.01.2004 and an estimate of forecast resources. Vishnevogorsk. (In Russ.)

About the Author

Dmitry E. Saveliev – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of Russian Academy of Sciences
16/2, K.Marks st., Ufa, 450077, Russian Federation

Manuscript received 4 June 2022;

Accepted 11 August 2022;

Published 30 September 2022