

Морфология и текстурно-структурные особенности хромититовых залежей Главного рудного поля Кемпирсайского массива (Южный Урал, Казахстан)

Д.Е. Савельев^{1*}, Д.К. Макатов², В.С. Портнов², Р.А. Гатауллин^{1,3}

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

²Карагандинский технический университет, Караганда, Казахстан

³Башкирский государственный университет, Уфа, Россия

В статье обобщены данные о морфологии, текстурных и структурных особенностях хромититовых залежей юго-восточной части Кемпирсайского массива (Южный Урал, Казахстан). Показано, что образование уникальных по запасам месторождений хромовых руд неразрывно связано с процессами формирования вмещающего дунит-гарцбургитового комплекса офиолитов, а локализация оруденения всегда происходит в мономинеральных оливиновых породах – дунитах. Наложённые низкотемпературные процессы практически нацело изменили первичный минеральный состав вмещающих ультрамафитов, но слабо затронули первичные структуры на микро- и макроуровне. Оливин и пироксены замещены петельчатым серпентином, но сохранены их псевдоморфозы, и внутри крупных блоков не произошло значительных тектонических смещений в первичных минеральных агрегатах. Это позволило изучить текстурно-структурные характеристики ультрамафитов и хромититов. Среди наиболее важных особенностей строения рудоносных комплексов выделены следующие: увеличение размера рудных зерен по мере увеличения плотности вкрапленности, широкое развитие деформационных структур – складчатости рудных прослоев, будинажа, внедрения дунитов в массивные хромититы, разрывы тел массивных хромититов. Проведен ретроспективный анализ многочисленных публикаций, посвященных хромититам массива, и недоступных в настоящее время для широкого круга специалистов. Основываясь на этом анализе и авторских наблюдениях, предложена модифицированная динамическая модель образования хромититовых концентраций в результате реоморфической дифференциации мантийного материала в ходе его подъема в корневой зоне рифтогенной структуры с возможной последующей трансформацией в верхней мантии преддуговой обстановки.

Ключевые слова: хромититы, ультрамафиты, офиолиты, Кемпирсай, Южный Урал

Для цитирования: Савельев Д.Е., Макатов Д.К., Портнов В.С., Гатауллин Р.А. (2022). Морфология и текстурно-структурные особенности хромититовых залежей Главного рудного поля Кемпирсайского массива (Южный Урал, Казахстан). *Георесурсы*, 24(1), с. 62–73. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.1.6>

Введение

Кемпирсайский ультрамафитовый массив является одним из крупнейших на Урале и вмещает уникальные по запасам и качеству сырья месторождения хромовых руд. Месторождения юго-восточной части массива, объединяемые в Главное рудное поле (Павлов и др., 1968), вмещают крупнейшие в мире залежи офиолитового типа (так называемые «подиформные хромититы»). По количеству разведанных запасов хромовых руд (более 300 млн т) они уступают только расслоенному Бушвельдскому комплексу (ЮАР), а по уровню ежегодной добычи Казахстан входит в тройку крупнейших продуцентов наряду с ЮАР и Индией. В то же время, несмотря на высокую экономическую значимость данного геологического объекта, его строение, петрология и минералогия руд и ультрамафитов довольно слабо освещены в литературе.

Значительная часть публикаций геологов-рудников, непосредственно занимавшихся поисками и разведкой

месторождений, в которых рассматриваются различные аспекты строения хромититовых залежей, текстуры и структуры руд, в настоящее время почти не доступны широкому кругу специалистов, поскольку «рассеяны» в большом количестве сборников производственных совещаний и конференций. В связи с этим, упоминания о массиве в международном геологическом сообществе приводятся со ссылками на работы, проведенные в режиме «геологических экскурсий», зачастую не содержащих ссылок на работы геологов, посвятивших изучению массива долгие годы. Таким образом, появилась насущная необходимость в проведении ретроспективного обобщения накопленного опыта геологов советского периода по изучению уникальных кемпирсайских месторождений с привлечением новых материалов, полученных авторами.

Главной целью настоящего исследования является разработка модели формирования хромититовых тел в офиолитовых ультрамафитах и, в частности, уникальных месторождений хрома юго-восточной части Кемпирсайского массива. Для достижения данной цели решались следующие основные задачи: обобщение накопленного материала по геологическому строению и структуре месторождений, изучение текстурно-структурных особенностей хромититов и их состава, критический

* Ответственный автор: Дмитрий Евгеньевич Савельев
e-mail: sav171@mail.ru

© 2022 Коллектив авторов

Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

анализ различных концепций образования офиолитовых хромититов, сопоставление существующих моделей с фактическим материалом.

Месторождения Главного рудного поля Кемпирсайского массива относятся к типу так называемых «подиформных» месторождений, которые широко распространены в мантийных разрезах офиолитовых комплексов мира, и происхождение которых на протяжении нескольких десятков лет активно дискутируется в мировой и отечественной литературе (Кравченко, 1969; Москалева, 1974; Павлов и др., 1973; Thayer, 1964; Greenbaum, 1977; Cassard et al., 1981; Ballhaus, 1998; Zhou et al., 1996; Gonzalez-Jimenez et al., 2014 и др.). Вместе с тем, уникальность рассматриваемых нами месторождений заключается в их высокой продуктивности, которая на несколько порядков превышает продуктивность «типичных» подиформных залежей и, согласно (Thayer, 1969), составляет около 1000 тонн.

В большей части исследований подиформных месторождений, проведенных в последние 20–30 лет, во главу угла ставились геохимические данные, а из возможных механизмов образования руд рассматривались только две альтернативные возможности – кристаллизация из расплава (Lago et al., 1982; Ballhaus, 1998; Matveev, Ballhaus, 2002) или образование в результате различных химических реакций с участием флюидов и расплавов (Arai, Yurimoto, 1994; Zhou, Robinson, 1997; Gonzalez-Jimenez et al., 2014). Наиболее часто в современных публикациях происхождение офиолитовых дунитов и хромититов объясняется с точки зрения модели реакции расплавов с перидотитом, в результате которой из последнего удаляется пироксен, и добавляются оливин и хромит. Её сторонники считают достаточным доказательством своих предположений то, что вокруг хромититов всегда присутствует дунитовая оболочка. Вместе с тем, в данных построениях ничего не говорится о механизмах концентрации хромита после его отложения в дуните, поскольку баланс вещества при заявленном реакционном процессе показывает, что концентрация хромшпинелидов в образованном дуните не будет превышать первых процентов. Кроме того, для реализации предложенных выше моделей необходимо наличие постоянно поддерживающихся «троп», по которым должны поступать все новые порции расплавов, непрерывно отлагая новые порции хромшпинелидов, что позволяет усомниться в реалистичности предложенного сценария.

Альтернативным подходом при определении генезиса офиолитовых дунитов и хромититов является рассмотрение мантийных ультрамафитов как сплошной кристаллической среды, в результате перемещения которой посредством пластических деформаций («мантийного течения») происходит преимущественно механическая сортировка частиц различных фаз согласно их физическим свойствам. Основы данного подхода изложены в работах отечественных исследователей (Гончаренко, 1989; Щербаков, 1990; и др.). В предыдущих публикациях одного из авторов настоящей работы приведены примеры твёрдофазного образования хромшпинелидов в ходе деформации мантийных силикатов (Saveliev et al., 2017; 2021); разработана реоморфическая модель формирования рудных концентраций хромшпинелидов в мантийных ультрамафитах (Савельев, Федосеев, 2019), которая является

логическим продолжением исследований, установивших тектоническую природу мантийного разреза офиолитовых комплексов.

Краткий геологический очерк

Планомерное геологическое изучение Кемпирсайского ультрамафитового массива, как и большей части массивов Южного Урала, началось в 30-х годах XX века в связи с активными поисками хромититов (Вахромеев и др., 1938; Логинов и др., 1940). В связи с открытием первых месторождений в 1937 г., основные ресурсы были брошены на их разведку и дальнейшие поисковые работы. В разные годы исследованиями массива занималось немало выдающихся специалистов-геологов, в частности, В.П. Логинов, Г.А. Соколов, Н.В. Павлов, А.А. Непомнящих, С.В. Москалева, Г.Г. Кравченко, Л.И. Колотилов, И.И. Григорьева-Чупрынина, М.Ф. Шульгин, Е.П. Степанов, В.И. Сегалович, А.А. и Г.Н. Савельевы, А.П. Бачин, Г.П. Самсонов, И.С. Чашухин, А.И. Чернышов и многие другие. Сравнительно недавно появилось детальное описание строения и вещественного состава хромититов и вмещающих ультрамафитов месторождения Восход (Johnson, 2012).

В открытии многих месторождений, а также в изучении формы и размеров массива, важную роль сыграли геофизические методы. В открытой печати наиболее полное описание результатов геофизических исследований содержится в работах А.А. Непомнящих (1959) и В.И. Сегаловича (1971). На массиве проводилось структурное бурение (Родионов, 1966; Чашухин и др., 2007), некоторыми скважинами на глубоких уровнях вскрыты почти свежие ультрамафиты.

На современном эрозионном срезе Кемпирсайский массив представлен вытянутым в направлении северо-северо-запад – юго-юго-восток телом грушевидной формы, сужающимся на севере и расширяющимся на юге (рис. 1а). Длина массива составляет более 70 км, ширина – от 1 до 11 км на севере и до 32 км на юге. В северной и центральной частях мощность массива по геофизическим данным составляет 800–1000 м, контакты имеют преимущественно западное падение. Вместе с тем, пробуренные скважины до глубины 1280 м прошли по ультрамафитам и не вышли из них (Родионов, 1966). Лишь одна скважина, заложенная недалеко от восточного контакта в северной части массива, на глубине 1180 м вошла в подстилающие породы.

К югу и востоку мощность ультрамафитов постепенно увеличивается, наибольшее ее увеличение происходит одновременно с латеральным расширением массива. По данным А.А. Непомнящих (1959), здесь ультрамафиты развиты до глубины 3000 м. Кемпирсайский массив полого погружается в юго-юго-восточном направлении; постепенно отношение ширины к мощности уменьшается и за контурами выхода массива на дневную поверхность; он представлен трубообразным телом, изометричным в широтном срезе. Общая клиновидная форма массива на широтном разрезе осложняется ступенчатым характером локальных контактов, имеющих западное падение.

Ультрамафиты массива на поверхности практически полностью изменены, но серпентинизация почти повсеместно ограничена низкотемпературной стадией (петельчатой, или α -лизардитовой фацией по А.С. Варлакову (1986)).

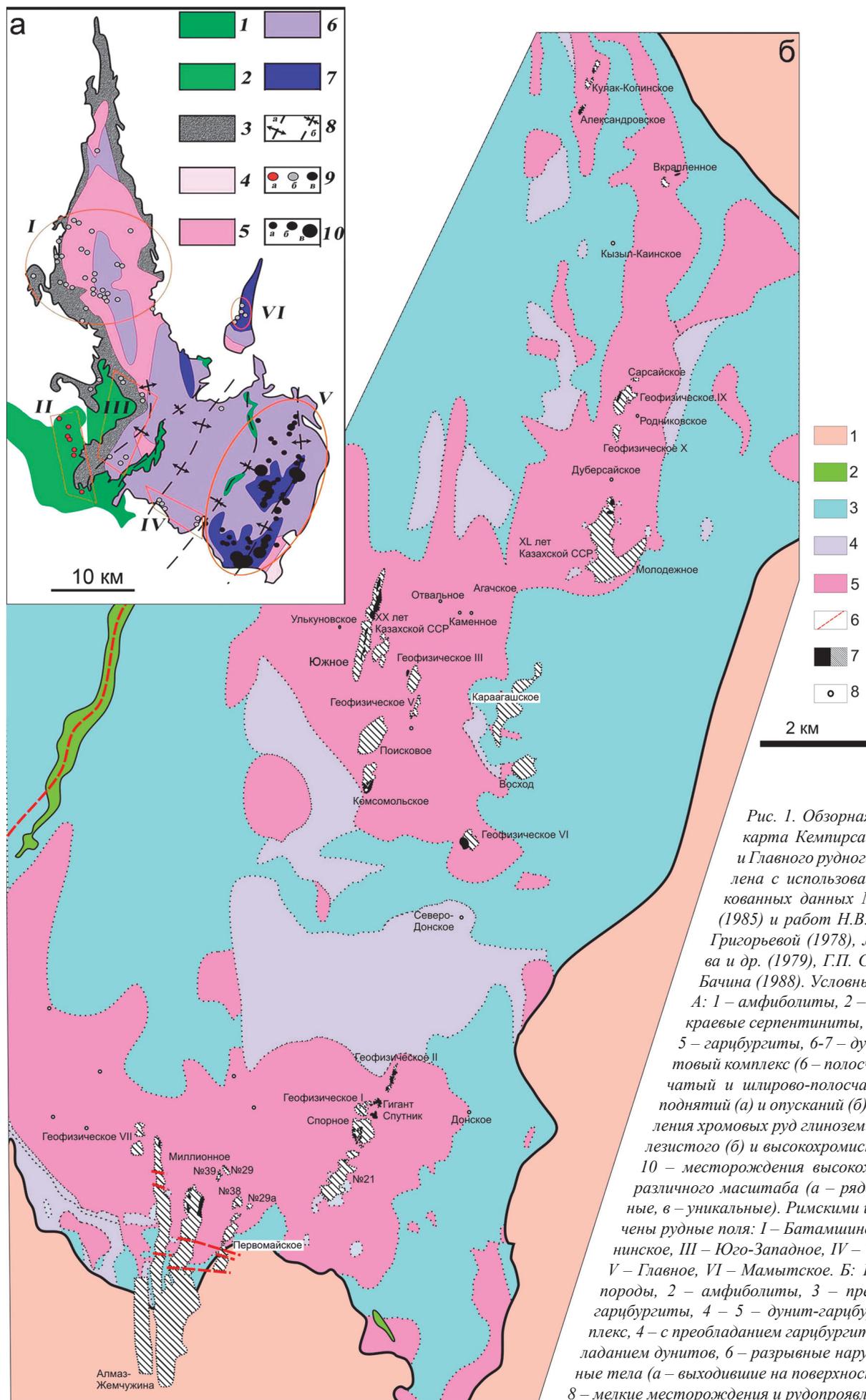


Рис. 1. Обзорная геологическая карта Кемпирсайского массива и Главного рудного поля. Составлена с использованием неопубликованных данных М.Ф. Шульгина (1985) и работ Н.В. Павлова, И.И. Григорьевой (1978), Л.И. Колотилова и др. (1979), Г.П. Самсонова, А.П. Бачина (1988). Условные обозначения: А: 1 – амфиболиты, 2 – габброиды, 3 – краевые серпентиниты, 4 – перцолиты, 5 – гарцбургиты, 6–7 – дунит-гарцбургитовый комплекс (6 – полосчатый, 7 – сетчатый и шлирово-полосчатый), 8 – оси поднятий (а) и опусканий (б), 9 – рудопроявления хромовых руд глиноземистого (а), железистого (б) и высокохромистого (в) типов, 10 – месторождения высокохромистых руд различного масштаба (а – рядовые, б – крупные, в – уникальные). Римскими цифрами отмечены рудные поля: I – Батамиинское, II – Степнинское, III – Юго-Западное, IV – Тагашасайское, V – Главное, VI – Мамытское. Б: 1 – вмещающие породы, 2 – амфиболиты, 3 – преимущественно гарцбургиты, 4–5 – дунит-гарцбургитовый комплекс, 4 – с преобладанием гарцбургитов; 5 – с преобладанием дунитов, 6 – разрывные нарушения, 7 – рудные тела (а – выходящие на поверхность, б – слепые), 8 – мелкие месторождения и рудопроявления.

Это обстоятельство позволяет довольно легко диагностировать первичную природу серпентинитов, среди которых наибольшим распространением пользуются апогарцбургитовые, содержащие 70–80 об. % оливина, 20–25 об. % ортопироксена и незначительную примесь хромшпинелида, который обычно сохраняет свой состав. Реликты оливина и ортопироксена в заметном количестве начинают появляться в 100–150 м от поверхности (Кравченко, 1969), обычно их бывшее присутствие определяется по петельчатой структуре породы и баститовым псевдоморфозам. Лерцолиты встречаются спорадически; от гарцбургитов отличаются присутствием моноклинного пироксена; наиболее развиты восточнее месторождений Спорное и Гигант и на глубоких горизонтах массива.

В юго-восточной части массива, наряду с однородными гарцбургитами, широким распространением пользуется так называемый дунит-гарцбургитовый «полосчатый» комплекс, строение которого определяется частым чередованием апогарцбургитовых серпентинитов и серпентинитов без псевдоморфоз по ортопироксену (аподунитовых). Именно с дунит-гарцбургитовым комплексом связаны наиболее продуктивные месторождения хромититов массива.

Помимо ультраосновных пород, внутри массива встречается довольно много даек мафитового состава, среди которых наибольшим распространением пользуются габбродиабазы тыгашасайской формации (Савельев, Савельева, 1991). В приконтактных частях массива развиты довольно крупные тела дифференцированного состава (Кокпектинский комплекс) (Балыкин и др., 1991; Савельев, Савельева, 1991), а также толеитовые базальты сугралинского комплекса и амфиболиты (Абдуллин и др., 1975). Следует отметить, что амфиболиты перекрывают южный контакт массива, под который погружается

хромититовая залежь наиболее крупного месторождения массива – Алмаз-Жемчужина.

Фактический материал

Месторождения хрома встречаются практически на всей площади Кемпирсайского массива, но их запасы распределены весьма неравномерно. В северной и западной частях массива встречаются лишь небольшие по размеру линзовидные и трубообразные залежи низкосортных руд Степнинского и Батамшинского рудных полей.

Наиболее значимые залежи хромититов локализованы в юго-восточной части массива в пределах так называемого Главного рудного поля (Павлов и др., 1968) (рис. 1б). Здесь они группируются в две параллельные полосы субмеридионального простирания – Западную и Восточную. Кроме того, месторождения сгруппированы в виде ареалов (рудных узлов): с севера на юг выделяются Северный, Джангизагачский, Сарысайский, Джарлыбутацкий и Донской рудные узлы (Павлов, Григорьева, 1978).

Для рудных тел месторождений Западной зоны наиболее характерно западное падение под углом 15–75°, для восточной – восточное падение под углом до 50° с преобладанием пологого залегания, вплоть до горизонтального. В южной части рудного поля хромититовые тела имеют пологое южное склонение, в северной части – пологое северное склонение. Количество рудных тел на месторождениях изменяется в широких пределах, также значительно варьируют и основные параметры тел. Протяженность рудных тел по простиранию изменяется от десятков метров до 1,5 км, мощность – до 180 м.

Большая часть месторождений разрабатывается открытым способом (рис. 2), а для добычи хромититов с глубоких горизонтов наиболее крупных залежей действуют шахты «Молодежная» и «10-летия Независимости».

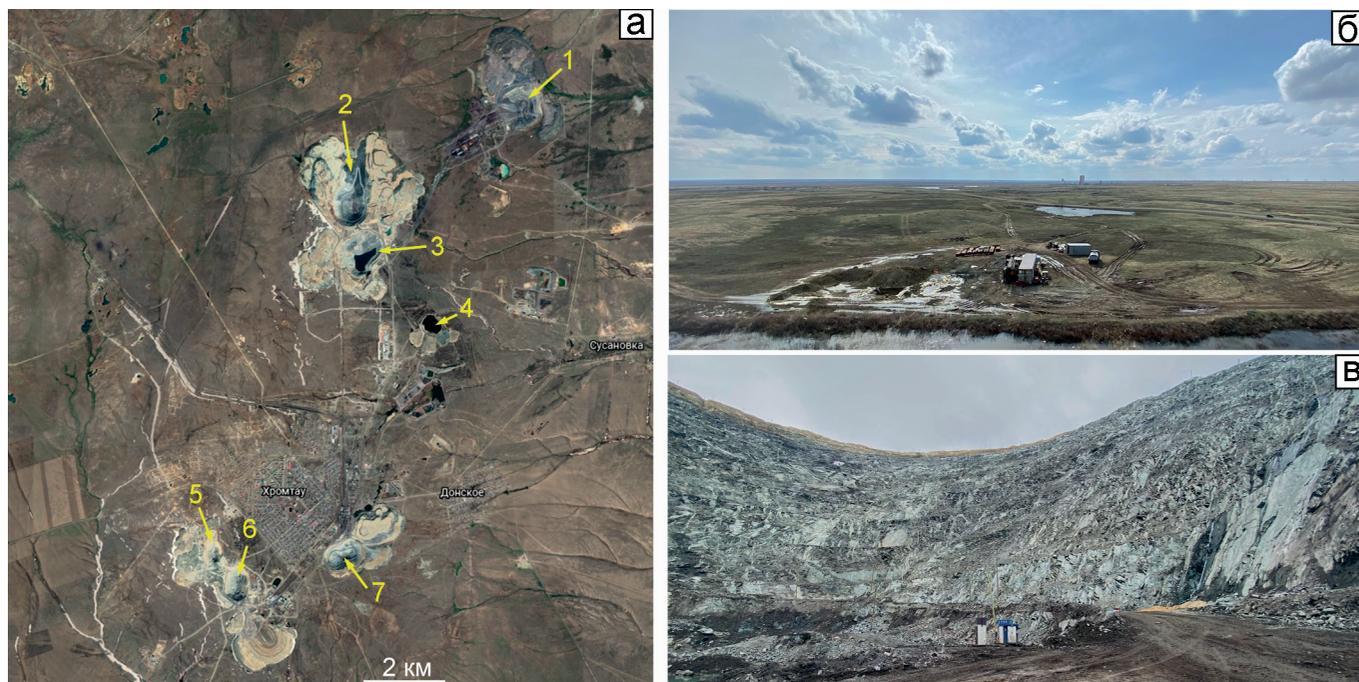


Рис. 2. Общие виды Кемпирсайского массива и карьеров на космических снимках. а – космоснимок южной части Кемпирсайского массива по данным сервиса Google Earth Map (<https://earth.google.com/web>); номерами обозначены карьеры месторождений: 1 – 40-летия КазССР, 2 – Южное (20-летия КазССР), 3 – Поисковое, 4 – Геофизическое VI, 5 – Миллионное, 6 – Алмаз-Жемчужина (карьер Объединенный), 7 – месторождение №21 (карьер Мирный); б – общий вид массива в районе отвалов месторождения Миллионное; в – в карьере месторождения Южное.

Несколько наиболее крупных карьеров с отвалами хорошо видны на космических снимках (рис. 2а): 40-летия КазССР, Южное (20-летия КазССР), Поисковое, Миллионное, Алмаз-Жемчужина, №21 и Спорное.

Рассмотрим строение месторождений Главного рудного поля Кемпирсайского массива на примере двух рудных узлов. Наиболее крупным и изученным объектом в пределах Сарысайского рудного узла являются близко расположенные месторождения 40 лет Казахской ССР и Молодежное, которые на глубине «сливаются» в единую залежь. Запасы руд с содержанием Cr_2O_3 более 50 % составляют 90 млн тонн (Павлов, Григорьева, 1978). Преобладают сплошные (52–59,6 % Cr_2O_3) и густовкрапленные руды (45–52 % Cr_2O_3), менее распространены средневкрапленные (30–45 % Cr_2O_3).

В западной части рассматриваемого объекта многочисленные (более 20) рудные тела имеют меридиональное простирание, морфологически представлены пологими сложно построенными линзами, падающими на запад под углами от 10 до 25° (рис. 3а). В целом рудная зона полого погружается на юг, в северной части хромититы выходят на поверхность, а на юге – залегают на глубине 300–350 м. Отдельные тела имеют протяженность от 50 до 930 м, ширину 50–200 м и мощность до 85 м. Вмещающими породами являются аподунитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты.

Восточная часть месторождения (Молодежное) представлена единым хромититовым телом, не выходящим на поверхность и самым крупным из известных на массиве. Его протяженность – 1,5 км, ширина – до 300 м, при мощности – до 140 м. Руды залегают на глубине 400–600 м, погружаясь в южном направлении; характеризуются северо-восточным простиранием и юго-восточным падением под углом 25°.

Для большинства рудных тел месторождения характерна значительная изменчивость морфологии (пережимы, раздувы); при выклинивании рудные тела часто расщепляются. Хромититы представлены преимущественно густовкрапленными разновидностями с увеличением доли массивных хромититов на глубоких горизонтах. Редко- и средневкрапленные разновидности встречаются реже, главным образом они развиты в северной части месторождения, тяготея к его висячему боку, а также в периферических частях рудных тел.

Наиболее крупное месторождение Кемпирсайского массива – Алмаз-Жемчужина – расположено в пределах самого южного рудного узла – Джарлыбутакского (рис. 1).

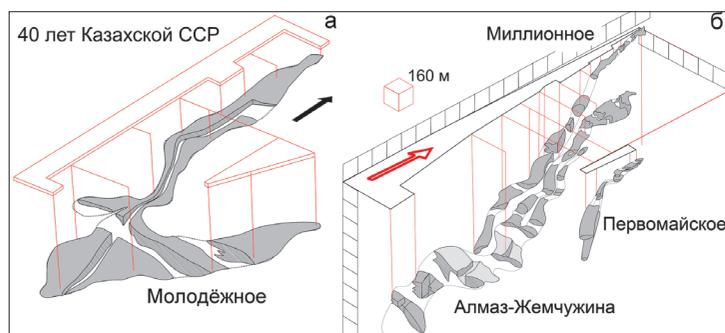


Рис. 3. Морфологические особенности хромититовых залежей Главного рудного поля Кемпирсайского массива. По Г.Г. Кравченко (1969; 2010).

Оно представляет собой наиболее мощную (центральную) ветвь рудной системы, состоящей из трех месторождений (рис. 3б). Две другие ветви представлены месторождениями Миллионное (западная) и Первомайское (восточная).

В верхней части данной рудной системы преобладают ветвящиеся тела густовкрапленных и массивных хромититов, которые характеризуются субмеридиональным простиранием и крутым западным падением. На глубинах 50–100 м происходит «слияние» этих тел в более мощную компактную залежь с преобладанием массивных руд.

Центральная ветвь характеризуется более крутым южным склонением. В верхней части залежи преобладают тела сложной морфологии с переменным значением густовкрапленных и массивных хромититов. На более глубоких горизонтах форма залежей становится проще; обычно они представлены пологими столбообразными телами, которые затем переходят в почти горизонтальную широкую и мощную хромититовую залежь. К югу она несколько сужается при одновременном резком увеличении мощности до 200 м.

В целом, в пределах Главного рудного поля рудные залежи отличаются значительным разнообразием морфологии и текстурно-структурных особенностей (рис. 4). Неизменными рудовмещающими породами для хромититов являются дуниты (аподунитовые серпентиниты), которые вблизи непосредственного контакта с хромититами имеют часто характерную яблочно-зеленую окраску.

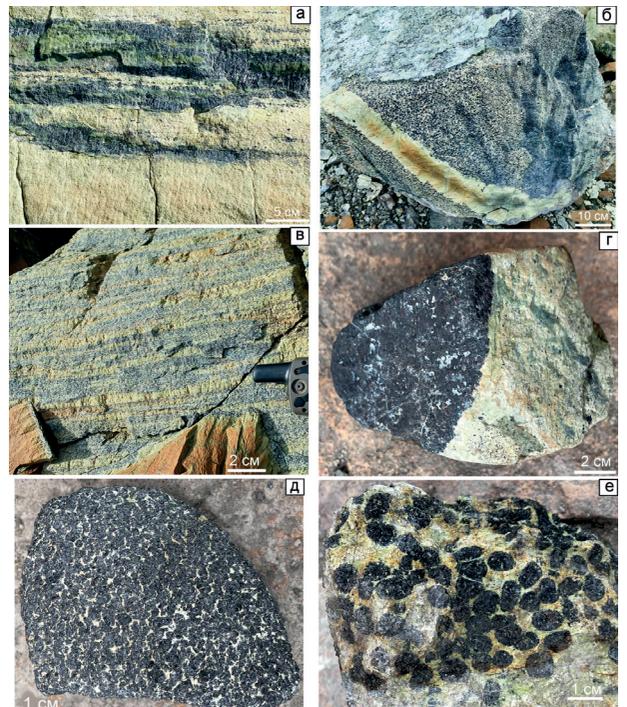


Рис. 4. Текстуры и структурные особенности хромититов юго-восточной части Кемпирсайского массива. а – тонкие прожилки густовкрапленного хромитита в дунитах с поперечными трещинами («пулл-апарт» текстуры); б – маломощная жила дунитов, пересекающая хромититы массивного и вкрапленного типа; в – полосчатые вкрапленные руды в дуните; г – резкий контакт массивного хромитита с околорудным аподунитовым серпентинитом; д – хромитит переходного типа от густовкрапленного к массивному; е – нодулярный хромитит в аподунитовом серпентините; все образцы отобраны из отвалов месторождений Миллионное и Алмаз-Жемчужина.

В виде апофиз в дунитах часто отмечаются маломощные хромититовые жилы, демонстрирующие так называемые «пулл-апарт» текстуры (рис. 4а), свидетельствующие о формировании жил в напряженной тектонической обстановке. Как и для большинства месторождений хрома в офиолитовых комплексах, типичным является наличие так называемых «интрарудных дунитов» – дунитовых прожилков, прорывающих хромититы массивной и вкрапленной текстуры (рис. 4б).

В отличие от массивов более северных районов Южного Урала (Нурали, Крака, Калкан), на месторождениях Главного рудного поля сравнительно редко встречаются полосчатые вкрапленные хромититы (рис. 4в). Для большей части месторождений наиболее характерными типами структур являются массивная и густовкрапленная (рис. 4г, д), а переходы от массивных хромититов к вмещающим дунитам могут быть как резкими (рис. 4г), так и постепенными (рис. 4б) через вариации в густоте вкрапленности. Довольно широким распространением на месторождениях пользуются специфичные для офиолитов нодулярные текстуры руд (рис. 4е). Как правило, они приурочены к контактовым зонам массивных хромититов и дунитов.

Обобщая многолетние наблюдения, проведенные различными исследователями (Кравченко, 1969; Павлов и др., 1968; Колотилов и др., 1979; Johnson, 2012), можно следующим образом охарактеризовать общие черты строения рудных тел:

1. В периферических частях, как в поперечном, так и в продольном сечении, наблюдается понижение густоты вкрапленности по сравнению с центральными частями тел;
2. Во внутренних частях рудных тел наблюдаются обособления массивных руд, для них характерно постоянство размеров зерен хромшпинелидов, преобладают крупнозернистые структуры;
3. Обычно рудные залежи представляют собой сложную комбинацию линзообразных, столбообразных и жилообразных тел, сливающихся воедино и в общих чертах образующих залежи, близкие по форме к линзам.

Основные текстурные типы руд: вкрапленные, сплошные и нодулярные. Структуры вкрапленных руд варьируют от мелко- (<1 мм) до крупнозернистых (> 3 мм). Для юго-восточной части массива наиболее характерны густовкрапленные руды с 70–90 % хромшпинелидов. Встречаются полосчатые, шпирово-полосчатые, равномерно-вкрапленные и пятнистые разновидности. Отмечается также преимущественное развитие крупно- и крупнозернистых руд совместно с нодулярными в пределах наиболее крупных рудных скоплений. Массивные руды сложены преимущественно средне- и крупнозернистыми рудами, нодулярные руды имеют подчиненное значение.

Для месторождений бедновкрапленных руд характерна постоянная приуроченность к крупным обособлениям дунитов, преобладание полосчатых текстур, согласное залегание по отношению к структурным элементам дунит-гарцбургитового комплекса. Обычно, рудные тела, сложенные редко- и средневкрапленными хромититами, имеют субширотное простирание.

По наблюдениям С.В. Москалевой (1974), для Кемпирсайского массива характерно широкое проявление

будинажа на различных уровнях. В масштабе массива он выражен в образовании крупных блоков – линз, образующих цепочки, вытянутые в меридиональном направлении, которые обрамляются интенсивно раздробленными серпентинитами. В масштабе геологических тел будинаж проявляется в образовании брекчеевидных текстур хромовых руд, зон дробления в ультрамафитах.

В частности, на месторождении Геофизическое VI рудные тела вмещаются сильно серпентинизированными дунитами, интенсивно и неравномерно будинированными и рассланцованными. Хромититы также будинированы, брекчированы, трещиноваты. Контакт хромититов и вмещающих пород резкий, вдоль него обе породы перетерты, имеют следы зеркал скольжения, то есть контакт тектонический. В хромититах четко выражены зеркала скольжения, преимущественно вдоль контактовой зоны и по трещинам внутри тел. Руда интенсивно рассланцована, раздроблена, милонитизирована до дресвы и пыли, по трещинам наблюдается развитие гематита. Рудные тела представляют собой серию тектонических блоков, сдвинутых как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, в результате чего они оторваны от материнских дунитов и вдвинуты в чуждые им гарцбургиты (Москалева, 1974). Аналогичные соотношения рудных тел с вмещающими породами также отмечаются в пределах многих месторождений Главного рудного поля (Спорное, №21, XX лет КазССР, XL лет КазССР, Молодежное, Первомайское и др.).

По составу рудообразующих хромшпинелидов месторождения юго-восточной части Кемпирсайского массива относятся к высокохромистым, а руды – к металлургическому типу (рис. 5а). Они содержат максимальные концентрации хрома (60–68 мас. % Cr_2O_3) при минимальных концентрациях глинозема (менее 10 мас. % Al_2O_3). По соотношению двух- и трехвалентного железа хромшпинелиды фиксируют преимущественно восстановительные условия их образования (Чащухин, Вотяков, 2009). В контрасте с этим находится состав рудообразующих шпинелидов в северной и западной частях массива (рис. 5а). В пределах месторождений Батамшинского и Степнинского рудных полей хромшпинелиды обогащены глиноземом (27–32 мас. % Al_2O_3) и обеднены хромом (менее 40 мас. % Cr_2O_3).

Акцессорные хромшпинелиды из ультрамафитов массива обнаруживают значительные вариации состава (рис. 5б, табл.1), но они ограничены как правило изоморфным замещением в парах Al–Cr и Fe–Mg, причем отмечается положительная корреляция между глиноземистостью и магниальностью. Наиболее глиноземистые шпинелиды встречаются в свежих образцах лерцолитов из глубоких скважин, реже – в частично серпентинизированных перидотитах на флангах месторождений. Содержание Al_2O_3 в зернах может достигать 49 мас. %, а значение $\#Mg = Mg / (Mg + Fe^{+2})$ варьирует в пределах 0,55–0,8. Шпинелиды из апогарцбургитовых серпентинитов имеют переходный умеренно-хромистый состав ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 40–48$ мас. %; $\#Mg = 0,4–0,5$) к таковому аподунитовых разновидностей. В последних состав акцессорных шпинелидов высокохромистый и близок к таковому рудообразующих ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 50–62$ мас. %), однако показатель $\#Mg$ изменяется в значительном диапазоне, охватывая весь интервал, характерный для лерцолитов (0,4–0,8).

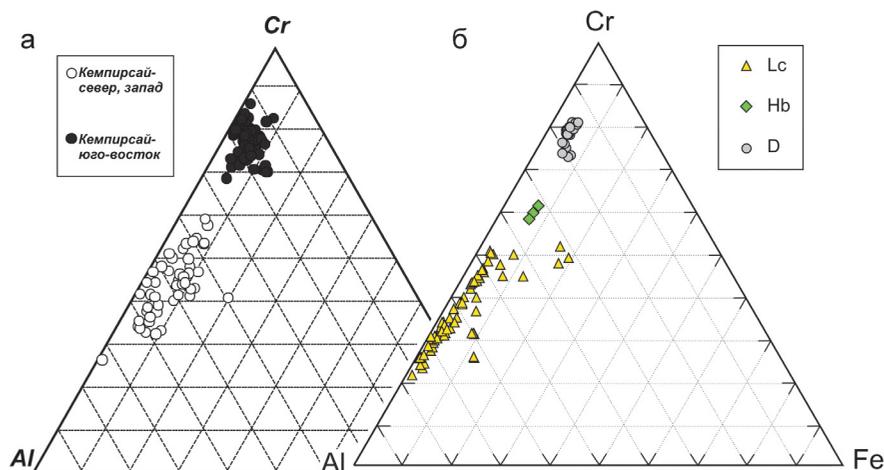


Рис. 5. Состав рудообразующих хромитинелидов Кемпирсайского массива: а – рудообразующие; б – акцессорные; Lc – лерцолиты, Hb – гарцбургиты, D – дуниты

№ п/п	Al ₂ O ₃	FeO+ Fe ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Сумма
1	8.84	12.39	15.35	60.89	–	97.47
2	8.96	12.54	15.35	61.02	–	97.86
3	9.15	13.77	14.78	59.88	–	97.58
4	7.13	19.72	11.27	60.76	–	98.87
5	6.75	22.98	9.28	59.70	0.24	98.94
6	9.68	17.78	12.30	57.69	–	97.45
7	16.46	23.44	10.42	47.30	0.31	97.92
8	26.11	20.55	11.83	41.20	0.28	99.97
9	28.32	18.62	13.67	38.51	–	99.11
10	30.03	17.81	13.85	37.34	0.25	99.28
11	35.71	17.77	14.40	31.64	0.29	99.82
12	38.67	17.28	15.33	28.56	–	99.84
13	42.12	13.85	16.77	26.50	–	99.23
14	43.66	16.14	16.22	24.31	0.21	100.52
15	46.08	15.34	16.88	21.85	0.25	100.40

Табл. 1. Состав хромитинелидов из ультрамафитов и хромититов юго-восточной части Кемпирсайского массива. Примечание: 1–3 – рудообразующие; 4–15 – акцессорные; 4–6 – дуниты, 7–8 – гарцбургиты, 9–15 – лерцолиты; во всех анализах концентрации Mn, Ti, Zn, Ni находятся ниже предела обнаружения. Прочерк означает, что концентрация оксида ниже предела обнаружения. Анализы выполнены на СЭМ Tescan Vega Compact с энерго-дисперсионным спектрометром Oxford Instruments Xplorer 15 в Институте геологии УФИЦ РАН (Савельев Д.Е.). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кэВ, ток 4 нА, время накопления – 10⁶ импульсов; расчет состава проводился в автоматическом режиме в программе AzTec с использованием встроенных заводских стандартов.

Обсуждение результатов

Многочисленные исследования ультрамафитов и хромититов Кемпирсайского массива, проведенные отечественными и зарубежными специалистами, не позволили выработать единого взгляда на происхождение уникальных по запасам месторождений Главного рудного поля. Основываясь на одном и том же фактическом материале, были предложены различные модели образования руд: позднемагматическая (Логинов и др., 1940; Павлов и др., 1968), метасоматическая (Бакиров, 1963; Москалева, 1974; Варлаков, 1978), ликвационная (Кравченко, 1969),

латераль-секреционная (Чашухин и др., 2007), реакционно-магматическая (Melcher et al., 1994; 1997; 1999; Johnson, 2012), реститово-реоморфическая (Савельев, 2012).

Несмотря на разногласия в оценке роли различных рудообразующих процессов, большинство исследователей отводит важную роль тектоническим факторам контроля оруденения. По мнению одних исследователей, определяющая роль в размещении оруденения принадлежит дорудной тектонике (Кравченко, 1969; Варлаков, 1978; Колотилов и др., 1979; и др.), по мнению других – пострудным процессам (Москалева, 1974).

В частности, в расположении и особенностях строения месторождений Кемпирсайского массива выявляется отчетливая структурно-морфологическая зональность (Колотилов и др., 1979). Она выражается в различии форм, размеров и структурно-текстурных особенностей рудных тел, образовавшихся на различных уровнях разреза. В пределах рудных узлов рудоносные зоны образуют «пучки», сходящиеся обычно к югу и на глубину.

По мнению Л.И. Колотилова с соавторами (1979), они связаны с существованием «дорудных ослабленных тектонических зон», в качестве характерного примера в цитируемой работе приводится строение Джарлыбутакского рудного узла. В верхних частях разреза рудные пучки обширные, разветвленные, здесь больше рудных тел, морфология их сложнее, а руды расположены менее концентрировано, среди них сравнительно большее развитие имеют редко- и средневкрапленные разновидности. На более глубоких уровнях рудные пучки становятся меньше по объему и проще по строению, но одновременно с этим возрастает концентрация руд; большую роль играют густовкрапленные и сплошные руды.

На примере структурного изучения нескольких месторождений (VI-Геофизическое, Комсомольское, Спорное и Южное) Г.Г. Кравченко (1969) установлено, что все плоскостные структурные элементы месторождений и окружающих ультрамафитов согласны между собой, но занимают секущее положение по отношению к контактам промышленных хромититовых залежей. Маломощные дунитовые жилы характеризуются как согласным, так и секущим положением по отношению к структурным элементам изученных участков, но всегда занимают

секущее положение по отношению к границам хромититовой залежи.

Многоэтапность пластической деформации ультрамафитов Кемпирсайского массива также подтверждается петроструктурными исследованиями. Микроструктурное изучение околорудных дунитов месторождений Комсомольского и 20-летия КазССР позволило сделать вывод о формировании оруденения в условиях высокотемпературного пластического течения, основными механизмами деформации оливина являлись трансляционное скольжение по системе $\{0kl\}[100]$ и синтетектоническая рекристаллизация (Денисова, 1996).

Изучение дунитов вблизи контакта с апогаббровыми амфиболитами на южном фланге массива показало наличие временного тренда систем скольжения в оливине: $(100)[010] - \{0kl\}[100] - (110)[001]$, что может свидетельствовать о совместном пластическом течении ультрамафитов и габброидов на заключительном этапе при РТ условиях амфиболитовой фации в режиме сдвига (Гончаренко, Чернышов, 1996). Таким образом, на всех этапах становления Кемпирсайского массива одним из ведущих процессов было пластическое течение материала сначала в верхне-мантийных, а затем в нижнекоровых условиях.

Еще одним важным фактом является изменение строения рудоносных дунит-гарцбургитовых комплексов по мере роста деплетированности мантийных разрезов офиолитов – от существенно полосчатых в лерцолитовых массивах к сетчатым и шпирово-полосчатым в массивах гарцбургитового подтипа (Перевозчиков, 1995). В дунит-гарцбургитовой системе полосчатости обычно локализуются уплощенные тела хромититов вкрапленного строения, часто они приурочены к мощным дунитовым телам на границе с габброидным комплексом (офиолиты Омана, массивы Крака, Нурали и др.). Напротив, для шпирово-полосчатых комплексов более характерны подиформные (линзовидные, столбообразные) залежи хромититов

массивного строения, отделенные от гарцбургитов небольшой по мощности дунитовой оторочкой.

В предыдущих работах (Савельев, Федосеев, 2019; Saveliev, 2021) нами была обоснована модель образования рудных сегрегаций хромита первого типа в дунитах в ходе реоморфической дифференциации, в результате декомпрессионного подъема верхнемантийного диапира в рифтогенной обстановке. Ниже мы развиваем данную модель для месторождений Кемпирсайского типа.

Тектоническое течение мантийного вещества имеет место в условиях декомпрессии, и перемещение мантийных ультрамафитов происходит снизу вверх в соответствии с полем напряжений, возникающих в области под рифтогенной структурой. Декомпрессия ведет, с одной стороны, к удалению с расплавом наиболее легкоплавких фаз (клинопироксена, глиноземистой шпинели) и пластическому течению существенно ортопироксен-оливинового рестиита с небольшим количеством новообразованных хромшпинелидов, тяготеющих к наиболее ультраосновным частям разреза. Поскольку реологические свойства форстерита и энстатита различаются (Савельев, 2018), происходит разделение их в полосах дунитов и гарцбургитов. Именно дуниты в силу своей «слабой» реологии маркируют зоны наиболее интенсивного пластического течения.

В случае, если массив завершает свою «высокотемпературную эволюцию» на стадии рифтогенеза и затем тектонически выводится в верхние горизонты земной коры в результате обдукции, в нем встречаются преимущественно уплощенные тела вкрапленных руд, согласные с системой дунит-гарцбургитовой полосчатости (пример – массивы Крака) (Saveliev, 2021). Если же данный участок мантийного диапира после рифтогенных условий попадает в обстановку, подобную показанной на рис. 6а, он испытывает дополнительную высокотемпературную деформацию в условиях сжатия со сдвигом. Подобный режим мог реализоваться в мантии преддугового бассейна

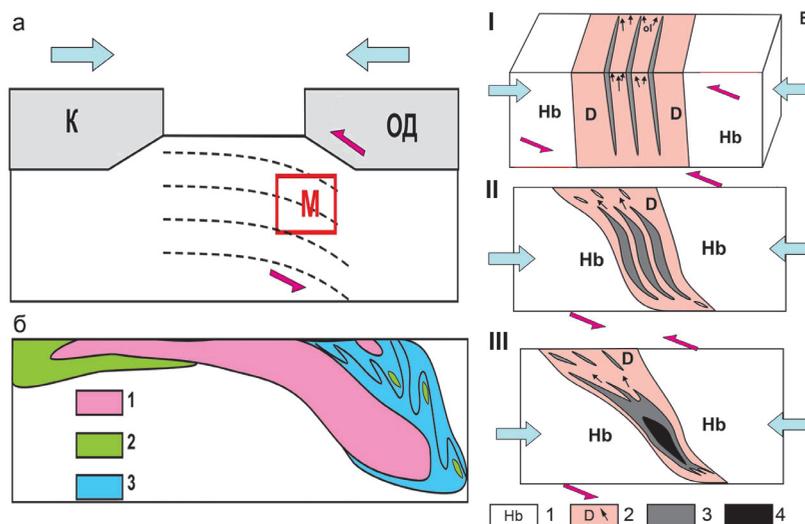


Рис. 6. Модель образования месторождений юго-восточной части Кемпирсайского массива. По (Савельев, 2012) с упрощениями. а – положение блока верхней мантии преддугового бассейна, в котором происходит формирование месторождений (К – континент, ОД – островная дуга, М – массив); б – современное положение и форма Кемпирсайского массива (по данным работ (Непомнящих, 1959; Абдуллин и др., 1975; Кравченко, 1979)); в – стадии преобразования уплощенных тел вкрапленных хромититов в крупные подиформные сложностроенные тела массивных руд. Условные обозначения: б: 1 – ультрамафиты, 2 – габброиды, 3 – вмещающие амфиболиты; в: 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты (стрелкой показано направление пластического течения), 3 – вкрапленные хромититы, 4 – массивные хромититы. На схемах стрелками голубого цвета показано направление сжатия (движения плит), стрелки красного цвета указывают сдвиговую компоненту смещений.

при закрытии палео-Уральского бассейна. Современное положение и форма массива не противоречат предполагаемому сценарию (рис. 6б). Ранее подобная геодинамическая интерпретация для юго-восточной части массива, хотя и на основании иных аргументов, была высказана в работах (Melcher et al., 1997; 1999).

В новой геодинамической обстановке деплетированные ультрамафиты испытывают значительные напряжения, что ведет к наложению на первичную полосчатую текстуру, направленную субвертикально, деформаций сколово-пластического характера (рис. 6в). В результате могут образоваться сложно построенные сетчатые и шлирово-полосчатые дунит-гарцбургитовые комплексы с локализацией оруденения преимущественно между компетентными ограничениями – гарцбургитами: в апофизах дунитовых тел, на контактах дунит-гарцбургит, в маломощных телах дунитов среди гарцбургитов. Все упомянутые соотношения между вмещающими породами и хромититами неоднократно описаны как на Кемпирсайском массиве (Кравченко, 1969; Москалева, 1974), так и на ряде других массивов Урала (Перевозчиков, 1995). Результирующая форма залежей (рис. 6в, III) обусловлена как различными реологическими свойствами оливина, хромита и ортопироксена, так и полем напряжения (сжатие+сдвиг).

Результатом сжатия неоднородного материала является хрупко-пластическая деформация его составных частей на макроуровне. Породы ведут себя согласно их реологии: деформация также локализуется в дунитовых слоях, приводя к их растеканию, а гарцбургиты играют роль относительно жестких ограничений как для дунитов, так и для хромититовых тел, которые мигрируют внутри пластичной дунитовой оболочки. Асимметричность месторождений, где наиболее богатые рудные тела простого строения находятся в нижней части разреза, обусловлена разницей давлений: более мобильные фазы значительно сильнее мигрируют из инертного центра вверх (низкое давление), чем вниз.

Уплотнение хромититовых слоёв на микроуровне наглядно иллюстрируют их структурные особенности (рис. 7). Если вкрапленные руды обычно характеризуются равномернoзернистым строением и округлыми

очертаниями зерен, то в густовкрапленных зерна могут резко отличаться по размерам и форме, также часто отмечается наличие силикатных «импрегнаций» клинопироксенового либо амфиболового состава (рис. 7а) и текстур типа «пулл-апарт», характерной особенностью которых является наличие серии трещин, ориентированных перпендикулярно уплощению рудных тел (рис. 7б). По мере уплотнения, интерстициального материала становится все меньше, а трещины, разделяющие фрагменты рудного агрегата, – всё тоньше (рис. 7в, г). Объяснить наблюдаемые особенности строения массивных хромититов невозможно в рамках «реакционных» моделей, и обычно для их интерпретации предлагается механизм, подобный спеканию (sintering) (Johnson, 2012; Saveliev, 2021). Действие подобного механизма хорошо согласуется с предлагаемой нами реоморфической моделью, так как по мере роста концентрации рудных зерен, тела хромититов становились компетентными включениями внутри мобильной дунитовой зоны, и в них должны были создаваться наиболее высокие локальные давления и температуры, что вело к условиям, близким к «спеканию под давлением».

Заключение

Обобщение и анализ особенностей геологического строения и структуры месторождений хромовых руд, текстурно-структурных особенностей хромититов и их состава позволяет сформулировать модифицированную динамическую модель образования рудных тел в мантийном разрезе офиолитового комплекса, главным фактором которой является реоморфическая дифференциация вещества в ходе высокотемпературного пластического течения.

В образовании уникальных месторождений Главного рудного поля можно выделить две стадии. На первой стадии в режиме декомпрессионного подъема верхней мантии под рифтогенной структурой происходило образование системы дунитовых тел, вмещающих многочисленные рудные тела существенно вкрапленного строения. Вторая стадия связана со сменой геодинамической обстановки (с рифтогенной на преддуговую) и наложением на первичную полосчатую текстуру, направленную субвертикально, деформаций сколово-пластического характера. Сжатие со сдвигом, наложенное на расслоенную толщу хромитит-дунит-гарцбургитового состава, привело к дальнейшей дифференциации с образованием сложно построенных сетчатых и шлирово-полосчатых дунит-гарцбургитовых комплексов с концентрацией оруденения (массивных хромититов с дунитовой оторочкой) преимущественно между компетентными ограничениями – гарцбургитами.

Финансирование

Исследования выполнены в рамках темы Госзадания Минобрнауки РФ (№FMRS-2022-0011).

Благодарности

Авторы благодарят анонимных рецензентов, замечания и комментарии которых позволили в значительной степени улучшить работу.

Литература

Абдуллин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С. (1975). Офиолиты силура Сакмарской и Орь-Илецкой зон Мугоджар. *Труды Института геологических наук КазССР*. Алма-Ата: Наука, с. 39–74.

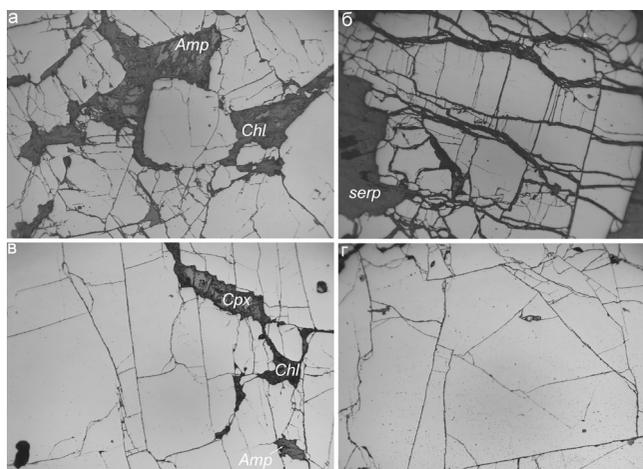


Рис. 7. Структуры густовкрапленных и массивных хромититов Главного рудного поля Кемпирсайского массива: Amp – амфибол, Chl – хлорит, Cpx – клинопироксен, serp – серпентин

- Бакиров А.Г. (1963). О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского массива. *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала*. Свердловск, с. 325–330.
- Балькин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П., Леснов Ф.П., Лепетюха В.В., Литвинова Т.П., Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б. (1991). Петрология постархазбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск, 160 с.
- Бачин А.П. (1966). Строение Кемпирсайского ультрабазитового массива и перспективы поисков хромитов в свете новых геофизических данных. *Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана*. Алма-Ата, с. 179–182.
- Варлаков А.С. (1978). Генезис хромитового оруденения в альпийских гипербазитах Урала. *Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала*. Свердловск, с. 63–82.
- Варлаков А.С. (1986). Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск. 224 с.
- Гончаренко А.И. (1989). Деформация и петроструктурная эволюция альпийских гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 404 с.
- Гончаренко А.И., Чернышов А.И. (1996). Петроструктура оливина из гипербазитов Кемпирсайского массива на контакте с амфиболитами. *Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации*. Томск, с. 55–57.
- Денисова Е.А. (1996). Деформационные структуры околорудных ультрабазитов из массивов Крака и Кемпирсай (Южный Урал). *Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации*. Томск, с. 51–54.
- Кологилев Л.И., Казанцев М.М., Рацбаум Е.И. (1979). Структурно-морфологическая зональность рудных узлов Южно-Кемпирсайского хромитового района, ее поисковое и оценочное значение. *Геология, металлогения и вещественный состав руд черных металлов Казахстана*. Алма-Ата, с. 64–70.
- Кравченко Г.Г. (1969). Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 232 с.
- Кравченко Г.Г. (1979). Особенности структуры ультрабазитовых и хромитовых тел и условия их формирования. *Условия образования магматических рудных месторождений*. М.: Наука, с. 79–105.
- Кравченко Г.Г. (2010). Факторы гигантизма хромитовых месторождений. Новые горизонты в изучении процессов магма- и рудообразования. М.: ИГЕМ, 132 с.
- Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. (1940). Хромитовосность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. *Хромиты СССР*, Т. 2. М.-Л.: Изд-во АН СССР, с. 5–199.
- Москалёва С.В. (1974). Гипербазиты и их хромитовосность. Л.: Недра, 279 с.
- Непомнящих А.А. (1959). Изучение формы и размеров Кемпирсайского ультраосновного массива. *Советская геология*, 9, с. 112–123.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И. (1978). Месторождения хрома. *Рудные месторождения СССР*, Т. 1. М.: Недра, с. 172–224.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. (1979). Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей. *Условия образования магматических рудных месторождений*. М.: Наука, с. 5–78.
- 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.
- Павлов Н.В., Соколов Г.А. (1963). Некоторые закономерности размещения хромитовых месторождений в Кемпирсайском ультраосновном плутоне, включая скрытые рудные тела. *Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения*. М.: Госгеолтехиздат, с. 93–106.
- Перевозчиков Б.В. (1995). Закономерности локализации хромитового оруденения в альпийских гипербазитах. М.: Геоинформмарк, 47 с.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. (1991). Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции. *Геотектоника*, 6, с. 57–75.
- Савельев Д.Е. (2018). Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромитовых ассоциаций. Уфа: Башк. энцикл., 304 с.
- Савельев Д.Е. (2012). Хромитовосность гипербазитовых массивов Южного Урала. *Дис. д. геол.-мин. наук*. Уфа, 410 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. *ДАН*, 276(2), с. 1–5. <https://doi.org/10.7868/S0869565217260176>
- 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>
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н. (1995). Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив. *Петрология*, Т. 3, № 2. с. 115–132.
- Самсонов Г.П., Бачин А.П. (1988). Геолого-структурная позиция и хромитовосность Кемпирсайского ультрабазитового массива. *Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов*. Свердловск, с. 75–89.
- Сегалович В.И. (1971). О строении Кемпирсайского ультраосновного массива. *Доклады АН СССР*, 198(1), с. 178–181.
- Чашухин И.С., Вотяков С.Л. (2009). Поведение элементов группы железа, оксидарометрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива. *Геология рудных месторождений*, 51, с. 123–138.
- Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Шапова Ю.В. (2007). Кристаллохимия хромшпиннели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 310 с.
- Щербаков С.А. (1990). Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 120 с.
- Arai S., Yurimoto H. (1994). Podiform chromitites from the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as a melt mantle interaction products. *Economic Geology*, 89, pp. 1279–1288. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1279>
- Auge T. (1987). Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, 22, pp. 1–10. <https://doi.org/10.1007/BF00204235>
- 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)
- 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>
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008>
- Greenbaum D. (1977). The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Economic Geology*, 72, pp. 1175–1194. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.7.1175>
- Johnson C. (2012). Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Dissertation, Cardiff University.
- 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/ptetrology/23.1.103>
- Matveev S., Ballhaus C. (2002). Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, pp. 235–243. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00860-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00860-9)
- Melcher F., Stumpfl E.F., Distler V. (1994). Chromite deposits of the Kempirsai massif, southern Urals, Kazakhstan. *Transactions of the Institution of mining and metallurgy*, 103 B, pp. 107–120.
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. (1997). Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38, pp. 1419–1458. <https://doi.org/10.1093/ptetroj/38.10.1419>
- Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. (1999). The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace elements (PGE, REE) and isotope data. *Mineralium Deposita*, 34, pp. 250–272. <https://doi.org/10.1007/s001260050202>
- 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., Kutuyev 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. (1969). Gravity differentiation and magmatic replacement of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, Monograph A, pp. 132–146.
- 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>

Zhou M.-F., Robinson P. (1994). High-Cr and high-Al podiform chromitites, western China: Relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle. *International Geology Review*, 36, pp. 678–686. <https://doi.org/10.1080/00206819409465481>

Сведения об авторах

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

Дархан Кайратович Макатов – докторант кафедры «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых», Карагандинский технический университет

Казахстан, 100027, Караганда, пр. Н.Назарбаева, д. 56

Василий Сергеевич Портнов – доктор тех. наук, профессор кафедры «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых», Карагандинский технический университет

Казахстан, 100027, Караганда, пр. Н.Назарбаева, д. 56

Руслан Азатович Гатауллин – младший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН; магистр 1 года обучения, кафедра геологии, гидрометеорологии и геоэкологии, Башкирский государственный университет

Россия, 450077, Уфа, ул. К.Маркса, д. 16/2

Статья поступила в редакцию 09.07.2021;

Принята к публикации 15.02.2022;

Опубликована 30.03.2022

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Morphological, textural and structural features of chromitite deposits of Main ore field of Kempirsay massif (South Urals, Kazakhstan)

D.E. Saveliev^{1}, D.K. Makatov², V.S. Portnov², R.A. Gataullin^{1,3}*

¹*Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation*

²*Karaganda State Technical University, Karaganda, Kazakhstan*

³*Bashkir State University, Ufa, Russian Federation*

*Corresponding author: Dmitry E. Saveliev, e-mail: savl71@mail.ru

Abstract. In the paper data of morphology, textural and structural features of chromitites from deposits of south-east part of Kempirsay massif (South Urals, Kazakhstan) are summarized. It is showed that formation of unique chromium deposits is closely related with formation processes of wall dunite-harzburgite association and that chromitite localization occur abidingly in olivine monomineralic rock – dunite. Superimposed low-T processes altered primary mineralogical composition of wall peridotites completely but these affected weakly their structure on the micro and macro scale. Mesh serpentine replaced olivine and pyroxene grains but pseudomorphosis of both are survive. Addition, significant displacements of mineral aggregates in the massive peridotite blocks are not observed and it allow to study textural and structural characteristic of chromitites and primary wall ultramafic rocks. We have found some major features of building of ore-bearing associations as follow: (i) increasing chromite grain size according to increasing concentration of chromite, (ii) widespread of deformational structures – ore folding and boudinage, extrusion of solid dunite into massive chromitite, break of ore veinlets. We have performed retrospective analysis of papers about Kempirsay chromitite which in present day are not available for wide readers. Based on this analysis and our observations, we propose a modified dynamic model of chromitite formation as result rheomorphic differentiation of upper mantle matter during its upwelling from deep zone of rift structure with later transformation in the upper mantle of fore-arc setting.

Keywords: chromitite, ultramafic rocks, ophiolite, Kempirsay, South Urals

Acknowledgements

The research was carried out within the framework of the State Assignment of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (No. FMRS-2022-0011).

The authors would like to thank the anonymous reviewers, whose comments made it possible to significantly improve the work.

Recommended citation: Saveliev D.E., Makatov D.K., Portnov V.S., Gataullin R.A. (2022). Morphological, textural and structural features of chromitite deposits of Main ore field of Kempirsay massif (South Urals, Kazakhstan). *Georesursy = Georesources*, 24(1), pp. 62–73. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.1.6>

References

- Abdullin A.A., Avdeev A.V., Seitov N.S. (1975). Ophiolites of Sakmara and Or-Ilez zones of Mugodzhars. *Trudy Instituta geologicheskikh nauk KazSSR*. Alma-Ata: Nauka, pp. 39–74. (In Russ.)
- Arai S., Yurimoto H. (1994). Podiform chromitites from the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as a melt mantle interaction products. *Economic Geology*, 89, pp. 1279–1288. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1279>
- Auge T. (1987). Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, 22, pp. 1–10. <https://doi.org/10.1007/BF00204235>
- Bachin A.P. (1966). Building of Kempirsay ultrabasic massif on the light of new geophysical data. *Materials of the geology and mineral resources of West Kazakhstan*. Alma-Ata, pp. 179–182. (In Russ.)
- Bakirov A.G. (1963) About origin of dunites and chromites of Kempirsay pluton. *Magmatism, metamorphism, metallogeny of Urals*. Sverdlovsk, pp. 325–330. (In Russ.)
- 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)
- Balykin P.A., Konnikov E.G., Krivenko A.P., Lesnov F.P., Lepetyukha V.V., Litvinova T.P., Pushkarev E.V., Fershtater G.B. (1991) Petrology of postharzburgite intrusions of the Kempirsai-Khabarna ophiolite association (South Urals). Sverdlovsk, 160 p. (In Russ.)
- 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.)
- Chashchukhin I.S., Votyakov S.L. (2009). Behavior of iron-group elements, oxybarometry, and genesis of unique chromite deposits in the Kempirsai massif. *Geology of Ore Deposits*, 51, pp. 123–138.
- Denisova E.A. (1996). Deformation structures of near-ore ultramafic rocks from the Kraka and Kempirsai massifs (South Urals). *Dynamometamorphism and petrostructural evolution of rocks of the mafic-ultramafic association*. Tomsk, pp. 51–54. (In Russ.)
- Goncharenko A.I. (1989). Deformation and petro structural evolution of alpinotype ultrabasites. Tomsk: Tomsk University Publ., 404 p. (In Russ.)
- Goncharenko A.I., Chernyshov A.I. (1996). Olivine fabric from the Kempirsai massif hyperbasites at the contact with amphibolites. *Dynamometamorphism and petrostructural evolution of rocks of the mafic-ultramafic association*. Tomsk, pp. 55–57. (In Russ.)
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008>
- Greenbaum D. (1977). The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Economic Geology*, 72, pp. 1175–1194. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.7.1175>
- Johnson C. (2012). Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Dissertation, Cardiff University.
- Kolotilov L.I., Kazantsev M.M., Razbaum E.I. (1979). Structural and morphological zoning of ore clusters in the South Kempirsai chromite region, its prospecting and estimated value. *Geology, metallogeny and material composition of ferrous metal ores in Kazakhstan*. Alma-Ata, pp. 64–70. (In Russ.)
- Kravchenko G.G. (1969). The role of tectonics in the crystallization of chromite ores of the Kempirsai pluton. Moscow: Nauka, 232 p. (In Russ.)
- Kravchenko G.G. (1979). Features of the structure of ultrabasic and chromite bodies and the conditions of their formation. Moscow: Nauka, pp. 79–105. (In Russ.)
- Kravchenko G.G. (2010). Factors of gigantism of chromite deposits. *New horizons in the study of the processes of magma and ore formation*. Moscow: IGEM, 132 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>
- Loginov V.P., Pavlov N.V., Sokolov G.A. (1940). Chromite content of the Kempirsai ultramafic massif in the Southern Urals. *Chromites of USSR*, V.2. Moscow-Leningrad: AN USSR, pp. 5–199. (In Russ.)
- Matveev S. Ballhaus C. (2002). Role of water in the origin of podiform chromite deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, pp. 235–243. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00860-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00860-9)
- Melcher F. Stumpf E.F. Distler V. (1994). Chromite deposits of the Kempirsai massif, southern Urals, Kazakhstan. *Transactions of the Institution of mining and metallurgy*, 103 B, pp. 107–120.
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpf E.F. (1997). Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38, pp. 1419–1458. <https://doi.org/10.1093/ptroj/38.10.1419>
- Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. (1999) The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace elements (PGE, REE) and isotope data. *Mineralium Deposita*, 34, pp. 250–272. <https://doi.org/10.1007/s001260050202>
- Moskalyova S.V. (1974). Hyperbasites and their chromite content. Leningrad: Nedra, 279 p. (In Russ.)
- Nepomnyaschikh A.A. (1959). Study of the shape and size of the Kempirsai ultramafic massif. *Soviet geologiya*, 9, pp. 112–123. (In Russ.)
- Pavlov N.V., Grigoryeva I.I. (1978). Deposits of chromium. *Ore deposits of USSR*, V. 1. Moscow: Nedra, pp. 172–224. (In Russ.)
- Pavlov N.V., Grigoryeva I.I., Grishina N.V. (1979). Formation and genetic types of chromite deposits in geosynclinal regions. *Formation conditions of magmatic ore deposits*. Moscow: Nauka, pp. 5–78. (In Russ.)
- 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 Kempirsai pluton. Moscow: Nauka, 178 p. (In Russ.)
- Pavlov N.V., Sokolov G.A. (1963). Some regularities in the placement of chromite deposits in the Kempirsai ultrabasic pluton, including hidden ore bodies. *Study questions and methods of searching for hidden mineralization*. Moscow: Gosgeoltekhizdat, pp. 93–106. (In Russ.)
- Perevozchikov B.V. (1995). Regularities of localization of chromite ore in the alpinotype ultrabasic rocks. Moscow: Geoinformmark, 47 p. (In Russ.)
- Samsonov G.P., Bachin A.P. (1988). Geological and structural position and chromite content of the Kempirsai ultramafic massif. *Formation division, genesis and metallogeny of ultramafic rocks*. Sverdlovsk, pp. 75–89. (In Russ.)
- Saveliev A.A., Savelieva G.N. (1991). Ophiolites of the Kempirsai massif: main features of structural and material evolution. *Geotectonika*, 6, pp. 57–75. (In Russ.)
- 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. (2012). Chromite-bearing of ultrabasic massifs of the Southern Urals. *Dr. geol. and min. sci. diss*. Ufa, 410 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. <https://doi.org/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*, 115, pp. 411–430. <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00748-w>
- Savelieva G.N., Pertsev A.N. (1995). Mantle ultramafic rocks in ophiolites of Kempirsai massif. *Petrologiya*, 3(2), pp. 115–132. (In Russ.)
- Segalovich V.I. (1971). About the building of the Kempirsai ultramafic massif. *Doklady of AN USSR*, 198(1), pp. 178–181. (In Russ.)
- Shcherbakov S.A. (1990). Plastic deformations of ultrabasic rock of the Urals ophiolite association. Moscow: Nauka, 120 p. (In Russ.)
- Thayer T.P. (1969). Gravity differentiation and magmatic replacement of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, Monograph A, pp. 132–146.
- 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>
- Varlakov A.S. (1978). An origin of chrome ore in the alpinotype ultramafic rocks of the Urals. *Petrografiya ultraosnovnykh i schelochnykh porod Urala*. Sverdlovsk, pp. 63–82. (In Russ.)
- Varlakov A.S. (1986). Petrology of serpentinization processes of hyperbasites of folded areas. Sverdlovsk, 224 p. (In Russ.)
- Zhou M.-F., Robinson P. (1994). High-Cr and high-Al podiform chromitites, western China: Relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle. *International Geology Review*, 36, pp. 678–686. <https://doi.org/10.1080/00206819409465481>

About the Authors

Dmitry E. Saveliev – DSc (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

Darkhan K. Makatov – Postdoctoral student, Department of Geology and Exploration of Mineral Deposits, Karaganda State Technical University

56, Nazarbaev st., Karaganda, 100027, Kazakhstan

Vasily S. Portnov – DSc (Engineering), Professor, Department of Geology and Exploration of Mineral Deposits, Karaganda State Technical University

56, Nazarbaev st., Karaganda, 100027, Kazakhstan

Ruslan A. Gataullin – Junior Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of Russian Academy of Sciences; Master's student, Department of Geology, Hydrometeorology and Geoecology, Bashkir State University

16/2, K.Marks st., Ufa, 450077, Russian Federation

Manuscript received 9 July 2021;

Accepted 15 February 2022; Published 30 March 2022