

# Твёрдофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал)

Д.Е. Савельев<sup>1\*</sup>, В.Б. Федосеев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия

<sup>2</sup>Институт металлургической химии им. Г.А. Разувеева РАН, Нижний Новгород, Россия

На примере массивов Крака рассмотрены основные закономерности строения хромитоносных зон ультрамафитов офиолитовой ассоциации. На всех изученных хромитоносных участках оливин демонстрирует сильную предпочтительную кристаллографическую ориентировку, свидетельствующую о том, что пластическое течение являлось одним из главных факторов петрогенеза и рудообразования. Проведён критический обзор существующих представлений о происхождении офиолитовых хромититов. Показано, что для моделей, предполагающих реакционное и магматическое образование дунитов и хромититов, характерно наличие ряда трудностей. В частности, применение к мантийным ультрамафитам моделей “смешения магм” для формирования хромовых руд сталкивается с проблемой “свободного пространства”, необходимого для осаждения больших объемов руд, но которое отсутствует в весьма низко-пористой кристаллической верхней мантии. В модели взаимодействия «расплав-мантия» трудно объяснить часто наблюдаемые резкие контакты дунитов и гарцбургитов, а также увеличение содержания ортопироксена в приконтактных частях гарцбургитов, что очень часто наблюдается в офиолитовых массивах. Кроме того, в этой модели отсутствует механизм образования хромититов как геологических тел. Нами показано, что основной тенденцией изменения состава и структуры мантийного разреза офиолитов является стратификация, сопровождающаяся обособлением реологически наиболее “слабых” агрегатов поликристаллического оливина (дунитов), которые являются вмещающими породами для хромовых руд. Стратификация мантийного вещества происходила при твердофазном перераспределении минералов в породах, представляющих собой дисперсионную систему. В работе обоснована термодинамическая модель, демонстрирующая возможность возникновения в условиях верхней мантии твердофазных потоков и позволяющая устранить часть трудностей и противоречий, характерных для магматической и реакционно-магматической гипотез.

**Ключевые слова:** ультрамафиты, оливин, хромитит, пластическое течение, стратификация, реоморфическая сегрегация

**Для цитирования:** 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. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46>

## Введение

Происхождение ультраосновных пород офиолитовых комплексов и связанных с ними месторождений хрома на протяжении долгих лет является дискуссионным. В первой половине XX столетия хромититы считались дифференциатами ультраосновной магмы (дунитовой или перидотитовой) (Логинов и др., 1940; Соколов, 1948; Кравченко, 1969; Павлов и др., 1979; Маракушев, 1988 и др.). Развитие метасоматической гипотезы, рассматривающей дунит-гарцбургитовые комплексы с хромовым оруденением как продукт метасоматических преобразований перидотитового (энстатитового) субстрата (Бакиров, 1963; Москалева, 1974; Савельев, 1977 и др.), было вызвано, главным образом, невозможностью объяснить магматической дифференциацией факт «эпигенетичности» дунитов и хромититов по отношению к окружающим гарцбургитам. Большое значение роли

флюидов в генезисе хромититов придавалось в работах А.Г. Бетехтина, Г.Г. Кравченко, А.С. Варлакова. В настоящее время, благодаря многочисленным находкам субмикронных включений «флюидосодержащих» фаз в хромититах, данные представления находят все больше сторонников (Чашухин и др., 2007; Пушкарев и др., 2007; 2015).

В 1960-70-е гг. офиолитовые ассоциации, в состав которых входят ультрамафиты, стали сопоставлять с реликтами палеоокеанической коры и верхней мантии (Пейве, 1969); установлено повсеместное распространение в ультрамафитах офиолитов и океанического дна деформационных структур, что позволило рассматривать породы обеих ассоциаций в качестве «мантийных тектонитов» (Колман, 1979) и констатировать их значительное сходство между собой. В дальнейшем все больше исследователей стало рассматривать хромовое оруденение в офиолитах как результат деплетирования первично однородного неистощенного мантийного субстрата, близкого по составу к лерцолиту (Савельева, 1987; Савельева, Савельев, 1991; Перевозчиков, 1995).

\* Ответственный автор: Дмитрий Евгеньевич Савельев  
E-mail: [savl71@mail.ru](mailto:savl71@mail.ru)

© 2019 Коллектив авторов

Детальные исследования структурных особенностей ультрамафитов хромитонесущих зон были проведены на массивах Урала (Гончаренко, 1989; Денисова, 1989; 1990; Савельева, Савельев, 1991; Щербаков, 1990). На основе крупномасштабного геологического картирования, петроструктурного анализа, обобщения данных, полученных в результате большого объема буровых и горных работ, к началу 1990-х гг. в большей части публикаций делался вывод о ведущей роли пластического течения в генезисе ультрамафитов и хромитового оруденения, но так и не была сформулирована модель, связывающая пластическое течение и процессы дифференциации вещества в верхней мантии.

С начала 1990-х гг. по настоящее время основной гипотезой, претендующей на объяснение генезиса мантийных дунитов и хромитов, становится модель «реакционного порового течения расплава сквозь мантийные перидотиты» (“reactive porous flow”, “melt-rock interaction”), впервые сформулированная в работах П. Келемена (Kelemen et al., 1992; 1995) и поддержанная различными исследователями (Gonzalez-Jimenez et al., 2014; Miura et al., 2012; Zhou, 1994; Zhou et al., 1996 и др.). Следует отметить, что несмотря на иную терминологию, эта идея очень близка к упомянутой выше метасоматической гипотезе, широко распространенной в работах ряда советских геологов (Москалева, 1974; Варлаков, 1978 и др.). Однако в реакционно-магматической модели отсутствует механизм образования хромитов как геологических тел. Даже если предположить, что хромит кристаллизуется в дуните при “расторжении” пироксенов, остается непонятным, какие факторы заставляют его формировать отдельные тела с различающейся концентрацией – от редковкрапленных до массивных руд. Кроме того, в рамках реакционной гипотезы трудно объяснить часто наблюдаемые резкие контакты дунитов и гарцбургитов, а также увеличение содержания ортопироксена в приконтактных частях гарцбургитов, что очень часто наблюдается в офиолитовых массивах.

Нами в ряде публикаций обоснована реоморфическая модель формирования рудных концентраций хромшпинелидов в мантийных ультрамафитах (Савельев, 2013; Савельев и др., 2008; и др.) и начата разработка физической модели реоморфической дифференциации (Савельев, Федосеев, 2011; 2014), как логическое продолжение исследований, установивших тектоническую природу мантийного разреза офиолитовых комплексов. В настоящей работе представлены результаты термодинамического моделирования твердофазной сегрегации хромита в восходящих пластических потоках ультрамафитов.

### Фактический материал

В качестве объекта изучения выбраны массивы Крака, расположенные в пределах Зилаирской мегазоны западного склона Южного Урала (Рис. 1). Ультрамафиты занимают площадь около 900 км<sup>2</sup> и образуют четыре крупных тела овальной, либо изометричной в плане формы. В строении массивов преобладают в различной степени серпентинизированные шпинелевые перидотиты с подчиненным значением шпинель-плаггиоклазовых разновидностей и редкими телами дунитов.

Главной особенностью перидотитов является почти повсеместное распространение первичной полосчатости,

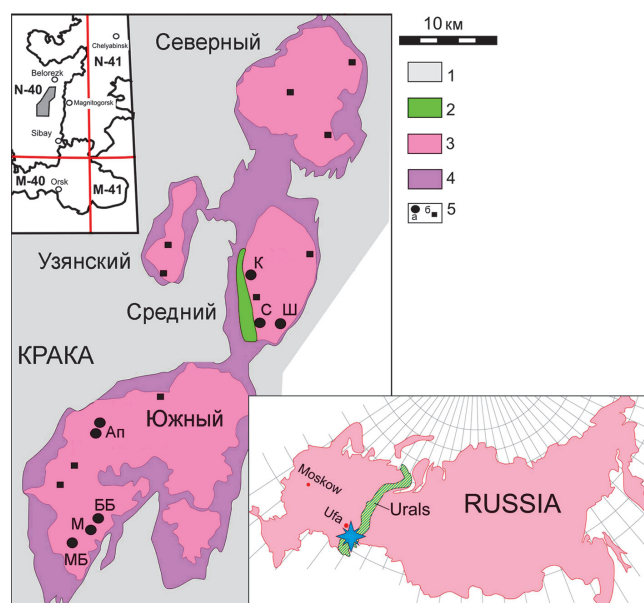


Рис. 1. Обзорная карта массивов Крака. 1 – вмещающие палеозойские осадочные породы Зилаирской мегазоны, 2 – мафиты и ультрамафиты переходного мантийно-корового комплекса (габбро, верлиты, клинопироксениты), 3 – преимущественно шпинелевые перидотиты с подчиненными дунитами, 4 – серпентиниты меланжа, 5 – месторождения и рудопроявления хрома, буквами обозначены наиболее значимые из них: К – Ключевское, С – Саксейское, Ш – Шатранское, Ап – объекты Апшакской площади, ББ – Большой Башарт, М – им.Менжинского, МБ – Малый Башарт.

которая выражена в частом чередовании полос с различными количественными соотношениями породообразующих минералов – оливина, ортопироксена, клинопироксена и хромшпинелида. Мощность полос варьирует от десятых долей сантиметра до первых десятков метров. Почти всегда полосчатость сопровождается минеральной сланцеватостью и линейностью (Рис. 2а, б).

Макроскопически минеральная сланцеватость выражена в закономерном расположении таблитчатых кристаллов пироксенов, при изучении пород под микроскопом аналогичная ориентировка даже в большей степени фиксируется для оливина. Минеральная линейность – вытянутость отдельных кристаллов в одном направлении – характерна также для зерен оливина. В то же время, хромшпинелиды и пироксены чаще всего показывают агрегатную линейность, которая выражается в группировании зерен данных минералов в цепочки, ориентированные в направлении течения.

Внутренняя структура массивов Крака ранее изучалась Е.А. Денисовой и Г.Н. Савельевой (Денисова, 1989; 1990; Савельева, 1987 и др.). Проведенный данными авторами геометрический анализ плоскостных и линейных структур массивов с привлечением результатов петроструктурных исследований позволил установить повсеместное распространение деформационных структур, свидетельствующих о формировании массива в результате преимущественно послойного пластического течения, сопровождавшегося складкообразованием (Денисова, 1990). Мантийное происхождение дунит-перидотитовой полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности доказывалось тем, что элементы структуры образованы первичными минералами без участия водных силикатов.

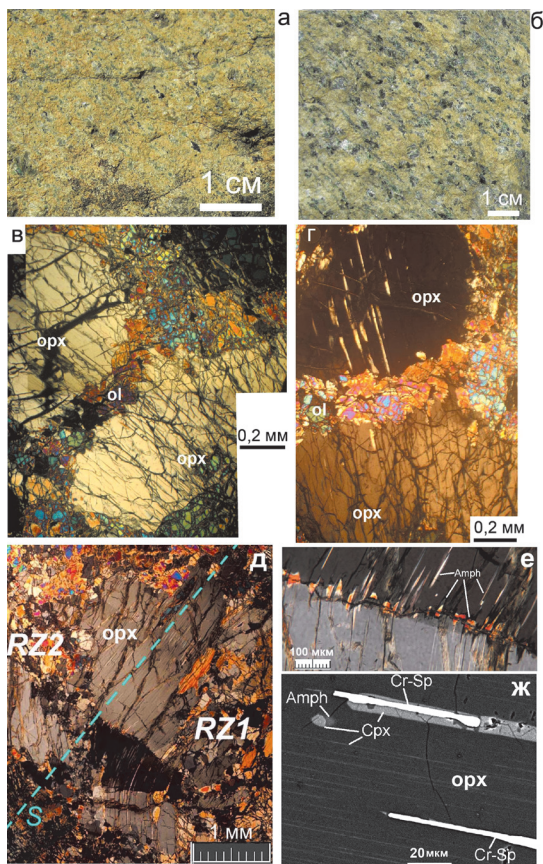


Рис. 2. Типичные текстуры ультрамафитов с хорошо выраженной минеральной сланцеватостью и полосчатостью: а, б – фото перидотитов в обнажении, структура подчеркивается струйчатым распределением пироксенов и хромшпинелидов; в, г – структурные взаимоотношения между оливином (ol) и ортопироксеном (орх), д, е – изогнутый кристалл ортопироксена, пластическая деформация которого вызывает образование выделений богатого хромом паргасита (amph) в плоскости (100) и на линии изгиба, по периферии крупного кристалла формируются зоны рекристаллизации (RZ1 и RZ2) с мелкими равноосными необластами пироксенов, оливина и хромшпинелида; S – след плоскости минеральной уплотненности перидотита, ж – образование ламелей диопсида (crx), хромшпинелида (Cr-Sp) и богатого хромом паргасита (amph) в деформированном кристалле ортопироксена.

Микроструктурные особенности ультрамафитов указывают на различный характер пластической деформации главных породообразующих минералов – оливина и ортопироксена (Рис. 2в, г). Кристаллы оливина испытывают значительное удлинение, при этом происходит фрагментация с образованием развитой субструктуры с преобладанием малоугловых границ. Эти особенности указывают на пластический характер поведения минерала при деформации. Для ортопироксена, напротив, более характерно “квазихрупкое” поведение, которое выражается в разрыве зерен, образовании многочисленных необласт с высокоугловыми границами, формировании ламеллярной структуры, обусловленной наличием дефектов упаковки и фазовыми переходами. Данные наблюдения позволяют предположить, что обособление дунитов (мономинеральных оливиновых слоев) в ходе пластического течения мантийных перидотитов могло происходить за счет более высокой мобильности (скорости пластического течения) агрегатов оливина.

В пределах массивов известны многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления хрома, которые приурочены к плоским (табулярным) дунитовым телам среди гарцбургитов, либо к обширным участкам краевых дунитов на границе мантийного и корового разреза офиолитов. Все разнообразие рудных концентраций хромититов на массивах Крака хорошо укладывается в известные структурно-морфологические классификации месторождений хрома в офиолитах (Cassard et al., 1981; Hock et al., 1986). Кроме того, по степени концентрации оруденения может быть выстроен непрерывный ряд постепенного увеличения содержания в руде хромшпинелида и масштаба оруденения – от тонких прерывистых сегрегаций зерен хромшпинелидов в тонких дунитовых прослоях через “конкордантные” месторождения вкрапленных руд к типично подиформным телам массивного строения.

Рассмотрим геологическое строение трех месторождений (Саксей, Малый и Большой Башарт) (Рис. 1), которые отличаются масштабами и концентрацией оруденения. Саксей-Ключевская площадь расположена в юго-западной части массива Средний Крака и включает в себя несколько хромитонесущих дунитовых зон, параллельных мантийно-коровой границе (палео-Мохо). Переходы между рудовмещающими дунитами и перидотитами постепенные. Отмечаются переходные разновидности пород с небольшим количеством зерен пироксенов. В пределах площади известно два рудопроявления бедновкрапленных руд (Саксейское, Ключевское) и Шатранское месторождение (Шумихин, 1979; Савельев, Сначев, 2012).

На **Саксейском** участке оруденение представлено несколькими (от двух до пяти) прерывистыми параллельными телами вкрапленных хромититов таблитчатой формы внутри мощного дунитового слоя на границе мантийного и корового разреза (Рис. 3). Размеры рудных жил варьируют: длина – от первых десятков метров до 100 м, ширина – от первых метров до первых десятков метров, мощность – от нескольких сантиметров до 2 м. Тела хромититов имеют субмеридиональное простирание (от ССЗ 330° до ССВ 10°) и почти вертикальное падение, наиболее распространены полосчатые густо- и средневкрапленные руды мелкозернистой структуры. В хромититах также отмечается петельчатая текстура, обычно развивающаяся на фоне ленточной. Она выражена в обтекании агрегатами хромшпинелидов оливиновых скоплений эллипсоидальной формы длиной до 2,5 см. Длинные оси оливиновых агрегатов как правило ориентированы согласно с лентами хромитита; для них характерна уплощенная форма с отношением длины к ширине от 2 до 5.

В дунитах и хромититах встречаются жилы клинопироксенитов, пересекающие рудную полосчатость под острым углом (от 10 до 30°). Эти жилы могут быть одиночными или образуют сеть. Хромититовые полосы часто смяты в пологие складки, местами отмечаются раздувы или нодулы, образующие различные углы по отношению к направлению полосчатости. Отмечаются дунитовые прожилки, пересекающие рудные полосы также под разными углами. Подобные прожилки на других офиолитовых массивах ранее были описаны как “интратрудные дуниты” (Thayer, 1964; Кравченко, 1969 и др.).

Микроструктура околорудных дунитов была сформирована в результате пластического течения мантийного

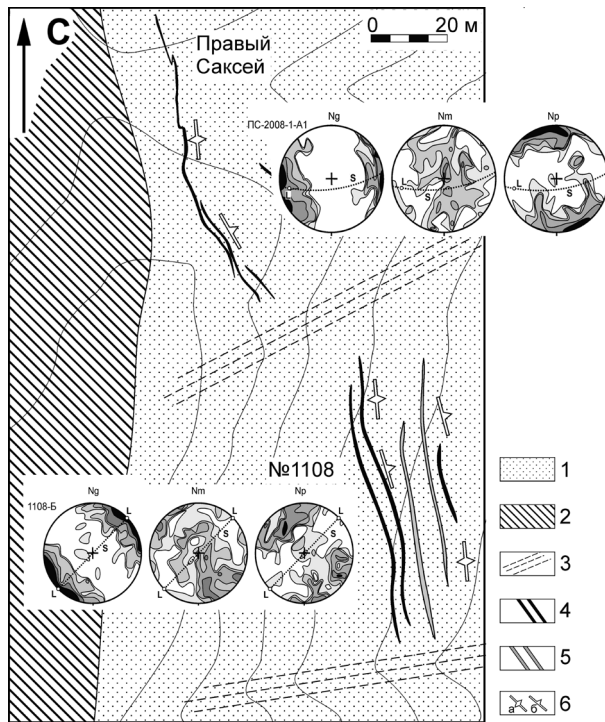


Рис. 3. Геологическое строение района месторождения Правый Саксей. По П.Г. Фарафонтьеву (1937 г.) и данным работ (Савельев, 2013; Савельев и др., 2008). 1 – дуниты, 2 – клинопироксены и вермиты, 3 – зоны дробления, преимущественно сложенные хризотилowymi серпентинитами, 4-5 – хромититы, 4 – 20-40%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 5 – 5-20%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 6 – залегание первичной полосчатости. На врезках – петроструктурные узоры оливина из дунитов, проекция на верхнюю полусферу сетки Вульфа, изолинии проведены: 1108 и ПС-2008-1-A1 – 1-2-3-5-8% (по 100 зерен); ПС-2008А – 1,5-3-5-7% (60 зерен); S – полосчатость и минеральная уплотненность оливина, L – минеральная линейность.

вещества. В дунитах, вмещающих вкрапленное оруденение Саксейского участка, повсеместно фиксируются петроструктурные узоры, сформированные при ведущей роли внутризернового скольжения оливина по системе  $\{0kl\}[100]$  (Рис. 3); подчиненная роль принадлежала как синтетектонической, так и посттектонической рекристаллизации (Савельев, 2013). Отмеченные выше особенности внутреннего строения Саксейского участка предполагают формирование оруденения в условиях неоднородного пластического течения рудоносной дунит-хромититовой ассоциации.

Наиболее крупный из массивов Крака – Южный – больше всего насыщен небольшими хромитопроявлениями, локализованными в узких телах дунитов среди шпинелевых перидотитов. Протяженность хромитоносных тел дунитов варьирует от первых десятков метров до километра (месторождение им. Менжинского), а мощность – от первых метров до 50 м.

На **Мало-Башартовском** участке оруденение прослежено на расстоянии 500 м при ширине выхода дунитов от 10 до 50 м (Рис. 4). Оно представлено серией параллельных прерывистых жил вкрапленных хромититов, образующих рудную зону, залегающую согласно контактам тела вмещающих дунитов и пироксеновой полосчатости в окружающих перидотитах. В северо-западной части простираение плоскостных структурных элементов широтное, в этой части в дунитах присутствуют многочисленные уплощенные включения гарцбургитов; южнее простираение сменяется на северо-западное. На месторождении развиты тела хромититов мощностью от 0,1 до 0,4 м, в строении их преобладают густовкрапленные разновидности с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 30-40%. В отдельных случаях встречаются зоны с бедной вкрапленностью мощностью

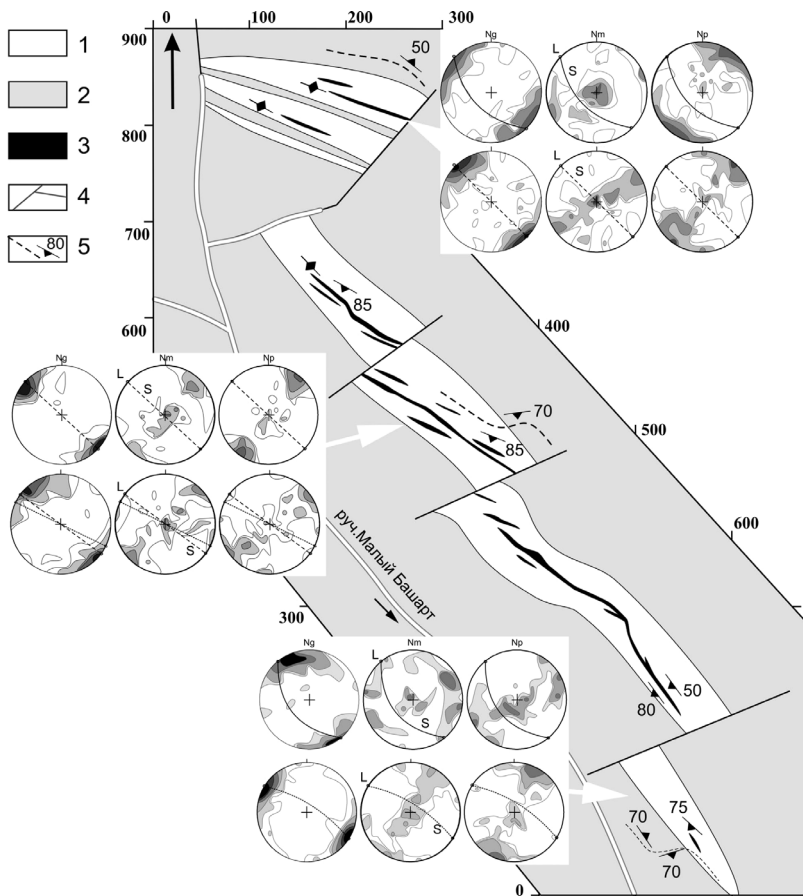


Рис. 4. Геологическое строение Мало-Башартовской хромитоносной зоны. 1 – дуниты, 2 – перидотиты и шпинелевые, 3 – хромититы, 4 – разрывные нарушения, 5 – залегание первичной полосчатости. На врезках – петроструктурные узоры оливина из дунитов, проекция на верхнюю полусферу сетки Вульфа, во всех образцах исследовано от 100 до 110 зерен, изолинии проведены через 1-2-4-8%; S – полосчатость и минеральная уплотненность оливина, L – минеральная линейность.

до 1,5 м. Ранее обработаны наиболее богатые части рудных тел (участки IV и V), где мощность густовкрапленных и массивных хромититов достигала 1 м. Хромититовые тела имеют субвертикальное падение на северо-западном фланге (участок III), в центре они имеют простирание СЗ 290-300° и крутое падение на юго-запад (участки IV и V).

В строении жил преобладает полосчатая средне-вкрапленная текстура с постепенным переходом как в густовкрапленные и массивные хромититы, так и в более бедновкрапленные разности. Структура руд разнотекстурированная с преобладанием зерен размером 1-3 мм в поперечном сечении. Структурные исследования дунитов и перидотитов данного участка показали, что оливин во всех изученных образцах обладает хорошо развитыми предпочтительными ориентировками осей оптической индикатрисы. Это указывает на типично тектонитовое происхождение как перидотитов обрамления, так и хромититовых дунитов. Пластическая деформация оливина осуществлялась в режиме высокотемпературной ползучести путем внутризернового скольжения. Основными системами скольжения оливина в породах являются  $\{0kl\}[100]$  в дунитах и  $(010)[100]$  в перидотитах (Рис. 4). В некоторых случаях зафиксированы переходные между данными системами скольжения петроструктурные узоры.

Месторождение **Большой Башарт** сложено параллельными жилами хромититов мощностью от 0,5 м до 2,5 м внутри тела серпентинизированного дунита мощностью около 20 м (Рис. 5). Дунит окружен массивным перидотитом с высокой концентрацией энстатита (25-30%). Залегание рудной хромитит-дунитовой зоны почти горизонтальное с преобладающим северным падением под углом 10-15°. На месторождении преимущественным распространением пользуются массивные и густовкрапленные хромититы, часто обнаруживающие признаки тектонического течения, которое фиксируется текстурами “пулл-апат”, складчатостью, будинажем дунита в хромитите и хромитита в дуните, а также структурами типа “снежного кома” в агрегатах зерен хромита.

В перидотитах надрудной толщи Большого Башарта петроструктурный узор оливина интерпретируется как сформированный в условиях трансляционного скольжения по системе  $(010)[100]$ , а в околорудных дунитах пластическое течение осуществлялось при трансляционном скольжении по системе  $\{0kl\}[100]$  (Рис. 5). Это означает, что весь хромититовый разрез был образован в условиях высокотемпературного пластического

течения посредством дислокационного крипа, причем скорость деформации являлась более высокой в дунитах (Савельев, 2013).

#### Минералого-геохимическая характеристика хромититовых ультрамафитов

Химический состав минералов из ультрамафитов и хромититов массивов Крака достаточно детально рассмотрен в работах (Савельев, 2012; Савельев и др., 2008 и др.), и поэтому ниже дается лишь краткое изложение основных минералого-геохимических особенностей.

Состав оливина в перидотитах Крака изменяется в пределах от  $Fa = 10-12$  в лерцолитах и гарцбургитах до  $Fa = 6-10$  в околорудных дунитах. Ультрамафиты демонстрируют широкий диапазон вариаций отношения  $Cr/Al$  в составе шпинелида. Показатель  $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$  изменяется в интервале 0,1-0,5 в лерцолитах до 0,6-0,8 в дунитах (Рис. 6). Величина  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$  достигает максимальных значений в перидотитах (0,6-0,9) и снижается к дунитам и хромититам, варьируя в пределах 0,4-0,7. Содержание  $TiO_2$  в аксессуарных хромшпинелидах очень низкое (до 0,1 мас.%). В хромитах из дунитовых тел отмечается более высокое содержание титана (до 0,3 мас.%  $TiO_2$ ).

На Саксейском участке состав хромшпинелидов в дунитах и хромититах довольно выдержанный. Величина  $Cr\#$  составляет 0,7-0,85, а отношение  $Mg/(Mg+Fe)$  несколько ниже (0,5-0,6), чем в шпинелидах внутренних частей мантийного разреза. Хромистость шпинелидов из вмещающих перидотитов ниже ( $Cr\# = 0,3-0,5$ ).

Состав хромшпинелидов на Малом и Большом Башарте варьирует в значительном диапазоне (Рис. 6). В окружающих перидотитах аксессуарные хромшпинелиды высокоглиноземистые ( $Cr\# = 0,2-0,3$ ) и лишь в одном образце гарцбургита вблизи дунитового тела отношение  $Cr/(Cr+Al)$  возрастает до 0,6. В дунитах и хромититах отмечается резкое повышение хромистости и  $Cr\#$  составляет 0,7-0,85. Магнезиальность по разрезу рудных зон изменяется незначительно.

Таким образом, в масштабе рудных зон всегда имеет место разрыв в величине отношения  $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$  между перидотитами с одной стороны и хромититами и околорудными дунитами – с другой. Величина этого разрыва на диаграмме изменяется в зависимости от типа месторождения, увеличиваясь от табулярных тел, сложенных вкрапленными рудами, к типично подиформным массивным хромититам.

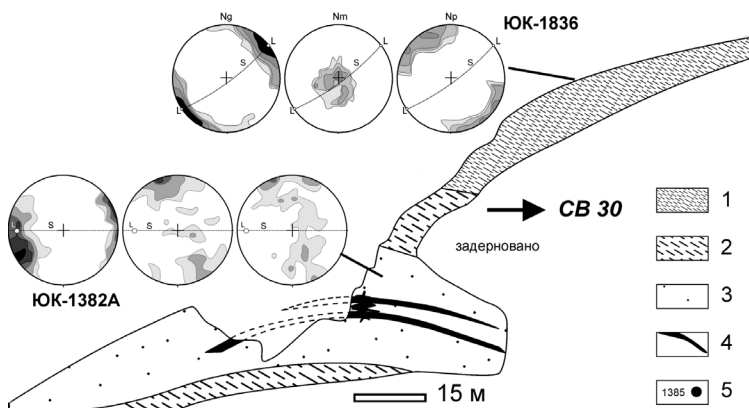


Рис. 5. Вертикальный поперечный разрез месторождения Большой Башарт. По данным работ (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Савельев, 2013) с дополнениями. 1 – перидотиты шпинель-плагноклазовые, 2 – гарцбургиты, серпентинизированные на 80-100%, 3 – дуниты серпентинизированные, 4 – хромититы. На врезках – петроструктурные узоры оливина из дунитов и перидотитов, проекция на верхнюю полусферу сетки Вульфа, изолинии проведены: ЮК-1386 – 0,8-1,6-2,4-4-6,5% (80 зерен), ЮК-1382 – 2-4-6-8-12% (150 зерен); S – полосчатость и минеральная уплотненность оливина, L – минеральная линейность.

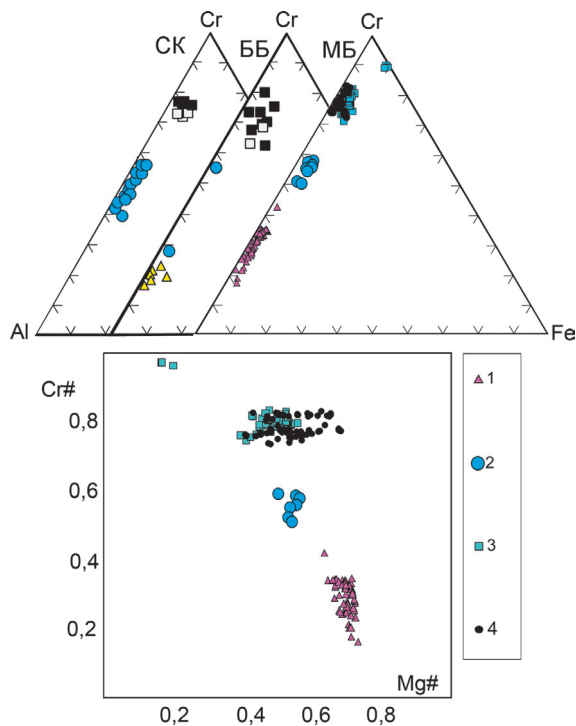


Рис. 6. Химический состав акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов массивов Крака. 1 – лерцолиты, 2 – гарцбургиты и дунит-гарцбургиты, 3 – дуниты, 4 – хромититы; СК – Саксейский участок, ББ – Большой Башарт, МБ – Малый Башарт.

Тектурные и структурные особенности вкрапленных хромититов в дунитах Крака позволяют сделать вывод об их тектоническом происхождении при ведущей роли высокотемпературного пластического течения (Рис. 7). Среди главных особенностей следует указать на симметричный характер зональности оруденения (перидотит-дунит-хромитит), прерывистый характер полосчатости, частое наличие мелких складок. Отмеченные признаки хорошо согласуются с предположением о формировании данного разреза в условиях воздействия гидродинамического поля.

Постоянная приуроченность хромититов к дунитам объясняется тем, что, во-первых, значительная часть хромшпинелидов образуется в дунитах механизмом

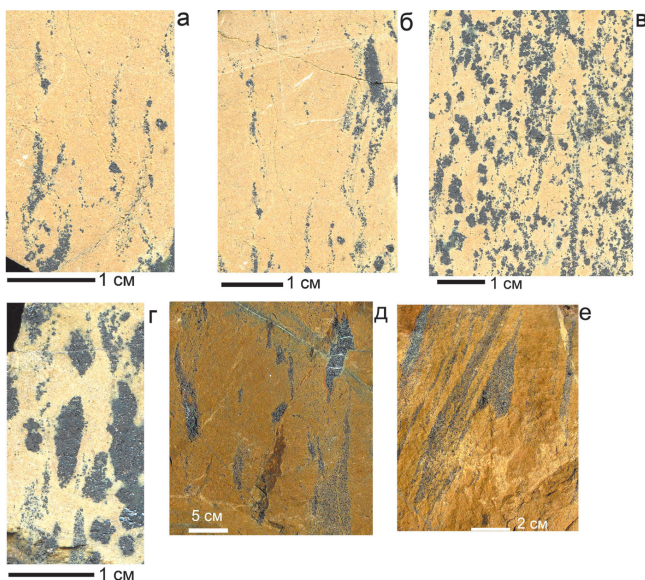


Рис. 7. Типичные текстуры вкрапленных хромититов Крака

сегрегации примесей (Савельев и др., 2016), а во-вторых, тем, что более высокая скорость пластического течения в дунитовых слоях могла способствовать более эффективно-му разделению частиц матрикса (оливина) и дисперсной фазы (хромита). Увеличение хромистости шпинелидов, от перидотитов к рудным телам, может быть связано с диффузионной подвижностью алюминия при деформации (Савельев, Блинов, 2015) и выносом его в составе легкоплавких фаз (амфибола) при частичном плавлении.

#### Образование новых кристаллов хромшпинелидов, вызванное пластической деформацией породообразующих силикатов

Пластическая деформация породообразующих силикатов сопровождается не только структурными, но также минералогическими и геохимическими изменениями. Наиболее существенным источником новых зерен хромшпинелидов в мантийных перидотитах может являться химический распад ромбического пироксена, вызванный пластической деформацией. В частности, в работах (Савельев и др., 2017; Савельев, Сергеев, 2018) описаны петрографические факты, свидетельствующие о фиксации в образцах перидотитов моментов изгиба крупных кристаллов энстатита и связанных с ним вещественных преобразований:

1) зафиксировано образование ламелей паргаситового состава во внутренних частях кристалла и более интенсивных выделений на линии изгиба, а также комплементарных включений высокомагнезиального оливина;

2) в наиболее напряженных участках кристалла формируются многочисленные необласты энстатита, обедненного примесями, форстерита, диопсида, паргасита и хромшпинелида; данные участки представляют собой зоны интенсивного проявления синтетектонической рекристаллизации.

Сопоставление составов крупных деформированных кристаллов энстатита и необластов показало наличие систематических различий, заключающихся в уменьшении в новообразованных зернах концентраций примесей – алюминия и хрома. Такие зерна обычно находятся в ассоциации с мелкими новообразованными зёрнами хромшпинелидов, которые, вероятно, сформировались за счет высвобождения указанных элементов при деформации первичного пироксена.

Кроме того, во многих образцах нами были выявлены петрографические свидетельства протекания процессов образования и роста новых зерен хромшпинелидов в ходе пластической деформации кристаллов оливина и ромбического пироксена. Рис. 8 (а, б) демонстрирует образование стержнеобразных выделений шпинелида параллельно направлению трансляционного скольжения в оливине, под большими углами к полосам пластического излома, которые изгибаются вблизи выделений. На рис. 8 (в, г) показаны тонкие выделения хромшпинелидов внутри кристаллов оливина и ортопироксена, причем на рис. 8 (г) близко расположенные выделения значительно различаются по составу: более хромистое из них приурочено к ортопироксену ( $\text{CrSp}_2$ ). На рис. 8 (д, е) приведен пример распада ортопироксена, вызванного пластической деформацией. За счет примесных компонентов, растворенных в первичном кристалле, на плоскостях скольжения

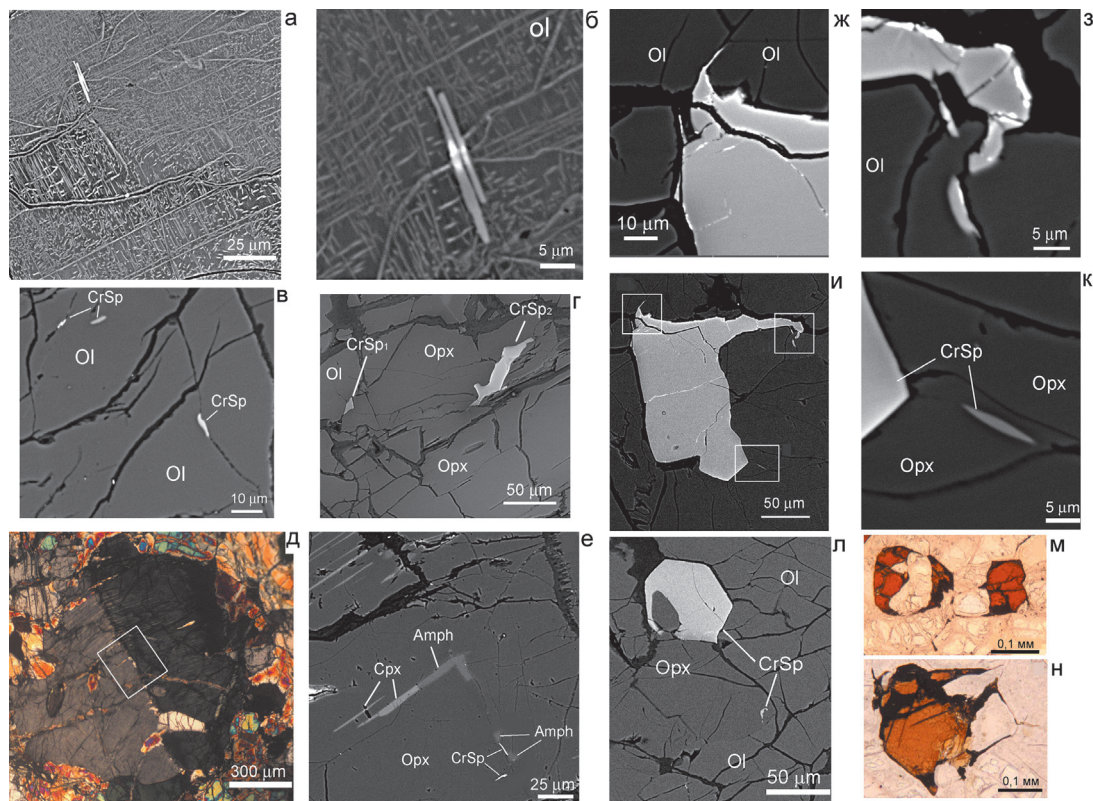


Рис. 8. Формирование новых зерен хромшпинелидов в пластически деформируемом силикатном матрице: а, б – стержневидные выделения хромшпинелидов вдоль направления скольжения [100] в оливине, вблизи выделений фиксируется изгиб полос пластического излома (б – увеличенный фрагмент а), в – тонкие выделения хромшпинелидов внутри кристаллов пластически деформированного оливина, г – близко расположенные выделения хромшпинелидов в оливине (CrSp1) и ортопироксене (CrSp2), различающиеся по составу, д, е – распад энстатита, вызванный пластической деформацией, новообразованные диопсид, паргасит и хромшпинелид локализованы на плоскостях скольжения и полосе пластического излома внутри минерала-хозяина; ж-к – синдеформационная коалесценция сложного кристалла хромшпинелида с захватом силикатного матрикса (и – обзорный снимок, ж, з, к – детализации; к – ламель хромшпинелида в плоскости скольжения энстатита); л – коалесценция и сфероидизация кристалла хромшпинелида, сопровождающаяся захватом фрагмента энстатита; м, н – коалесценция и сфероидизация кристаллов хромшпинелида, сопровождающаяся захватом фрагмента оливина; а, б – BSE снимки полированных шлифов, предварительно подвергнутых окислительному отжигу (выдержка в течение 1 часа при  $T=850^{\circ}\text{C}$ ); в, г, е-л – BSE снимки полированных шлифов и анилифов, м, н – микрофотографии шлифов в проходящем плоско-поляризованном свете.

происходит образование ламелей диопсида, паргасита и хромшпинелида. На малоугловой границе, разделяющей разориентированные блоки энстатита, также происходит выделение паргасита и хромшпинелида.

На рис. 8 (ж-к) приведен пример растущего сложного кристалла хромшпинелида, захватывающего фрагменты соседних зерен оливина (ж, з), а энстатит (к) содержит ламели хромшпинелида в плоскости скольжения. Изображения на рис. 8 (л-н) демонстрируют завершающие стадии захвата включений силикатов растущими кристаллами хромшпинелидов. Приведенные примеры иллюстрируют последовательные стадии синдеформационного образования новых зерен хромшпинелидов, сопоставимые с хорошо известными в материаловедении стадиями сегрегации примесей, коалесценции и сфероидизации, движущей силой для которых является минимизация зернограничной свободной энергии.

#### Физическая модель сегрегации хрома в дунитовых телах

Стратификация многофазных и многокомпонентных течений наблюдается в дисперсных и коллоидных системах разного масштаба. Наблюдения свидетельствуют о существовании устойчивых распределений частиц в

потоке и режимов многофазного течения (Нигматулин, 1987). На их характер влияет множество факторов, к которым относятся форма, скорость, сжимаемость, плотность частиц и среды, концентрация дисперсных частиц, влияние частиц соседей и др.

Полагая, что общие закономерности характерны и в случае твердофазных мантийных течений, было сделано предположение о роли стратификации при формировании месторождений хромовых руд в мантийных ультрамафитах. Было обнаружено качественное соответствие между результатами моделирования распределения компонентов и строением реальных систем – хромитовых участков массивов Крака (Савельев, Федосеев, 2011; 2014).

Примененное в (Савельев, Федосеев, 2011, 2014) термодинамическое описание стратификации ламинарных потоков при перераспределении частиц дисперсной фазы в общем виде представлено в (Fedoseev, 2015; 2016). В этих работах воспроизведены основные закономерности поведения дисперсных систем и отдельных тел в потоке и наблюдаемые типы многофазных течений. Предложенный подход позволяет обобщить результаты численного моделирования и экспериментальных наблюдений для систем разного состава и масштаба.

В основу термодинамического подхода положена минимизация свободной энергии многокомпонентной системы, при которой учитывается кинетическая энергия компонентов потока. Рассматривается стационарный поток, в котором постоянны сечение, средняя скорость и эпюра скоростей. Система координат связана с неподвижной границей потока. Ось  $x$  направлена вдоль потока, ось  $z$  перпендикулярна стенкам.

Эпюра скоростей описывается выражением:

$$v(z) = az + bz^2, \quad (1)$$

где  $a$  и  $b$  – параметры. При  $b = 0$  уравнение (1) описывает сдвиговое течение Куэтта со скоростью сдвига  $a = dv/dz$ . При  $b \neq 0$  выражение (1) описывает течение Пуазейля. При ширине потока  $H = -a/b$  течение симметрично относительно центра. Этот вариант течения Пуазейля рассматривается далее (Рис. 9).

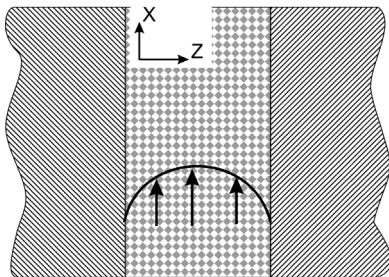


Рис. 9. Схема восходящего потока Пуазейля между неподвижными блоками

Форма дисперсных частиц представлена кубиками с ребром  $L$  с основанием, параллельным стенкам потока. Более сложные формы рассмотрены в (Fedoseev, 2015). Частицы двигаются в ламинарном потоке параллельно стенкам. Скорости движения частиц  $v_b(z_b)$  и среды  $v(z_b)$  могут отличаться по величине:

$$v_b(z_b) = v(z_b) + \Delta v, \quad (2)$$

где  $\Delta v$  – скорость движения частицы относительно среды. В вертикальных потоках ее можно отождествить со скоростью седиментации, когда плотность частиц отлична от плотности среды.

Равновесное распределение дисперсных частиц по сечению потока в приближении разбавленной дисперсной системы имеет вид (Fedoseev, 2016):

$$n_b(z, z_0) = n_b(z_0) \exp \left\{ - \frac{\rho_b V_b \Delta v_b^2(z, z_0)}{2kT} \left[ 1 - \frac{\rho_0}{\rho_b L_z} \int_{z-\frac{1}{2}L_z}^{z+\frac{1}{2}L_z} \frac{\Delta v^2(q, z_0)}{\Delta v_b^2(z, z_0)} dq \right] \right\}, \quad (3)$$

где индексы 0 и  $b$  соответствуют дисперсионной среде и дисперсной фазе, соответственно,  $V_b$  – объем частицы

Следует отметить основные ограничения и приближения, определяющие применимость выражения (3).

Рассматриваются ламинарные течения свободнодисперсных разбавленных систем с малыми скоростями сдвига; дисперсные частицы имеют одинаковые размеры и форму; частицы несжимаемые и недеформируемые. Эти условия позволяют исключить из рассмотрения влияние сил трения и сил, зависящих от ускорения (Магнуса, Саффмана, Бассе-Буссинеска, Стокса) и пренебречь поправками, связанными с неоднородностью потока в окрестности частиц.

Моделировались восходящие потоки с шириной  $H$  (расстояние между неподвижными стенками) от 1 до 10 метров. Как отмечено в (Fedoseev, 2016) распределения (3) обладают свойствами автомодельности. Это проявляется в том, что практически одинаковые распределения получаются, если с увеличением скорости потока уменьшать размер частиц. Подобные распределения для частиц разного размера могут быть получены и при изменении ширины потока. Поведение мелких частиц в быстрых узких потоках подобно поведению крупных частиц в медленных широких потоках. Поэтому ниже приведены оценки только для  $H = 10$  м.

Двухфазный поток образован средой поликристаллического оливина (дунита), в которой распределены кристаллы хромшпинелидов. Так как компоненты потока имеют разную плотность, то в вертикальном потоке скорость кристаллов хромшпинелидов, имеющих более высокую плотность, может отличаться от скорости потока за счет седиментации. Скорость седиментации зависит от размера частиц и вязкости дисперсионной среды. Учет седиментации меняет распределение дисперсной фазы в потоке. В идеальном случае скорость седиментации пропорциональна квадрату размера частицы. Поэтому для достаточно крупных кристаллов хромшпинелидов (1-5 мм) для моделирования восходящих потоков более интересны результаты, учитывающие “отставание” дисперсных частиц от среды.

На рис. 10 показано распределение частиц хромита в пластическом потоке шириной 10 м при скорости сдвига  $a = 5 \cdot 10^{-8}$ . Скорость седиментации обратно пропорциональна вязкости среды:

$$\eta \sim \frac{(\rho_b - \rho_0)L^3 g}{4\pi L \Delta v},$$

где  $g$  – ускорение свободного падения. По грубой оценке для частиц с  $L = 5$  мм скорость седиментации  $\sim 40$  см/год

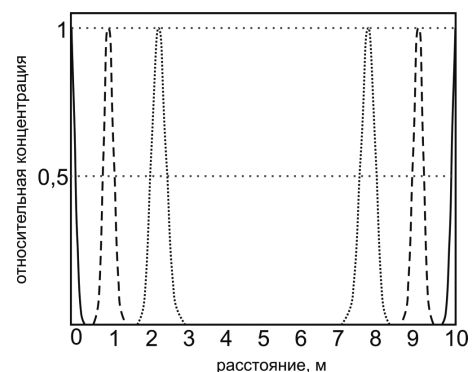


Рис. 10. Распределение в восходящем потоке дунита частиц хромита с  $L = 5$  мм при скорости сдвига  $a \approx 5 \cdot 10^{-8} \text{ c}^{-1}$  и скорости седиментации  $\Delta v = 0, 40, 80 \text{ см/год}$  – сплошная, штриховая и пунктирная линии, соответственно (вязкость среды  $\sim 10^8 \text{ Па}\cdot\text{с}$ )



может наблюдаться при вязкости среды  $\sim 10^9$  Па·с. При той же вязкости скорость седиментации частиц миллиметрового размера должна быть меньше в  $\sim 25$  раз, а скоростью седиментации более мелких частиц можно пренебречь.

Приведенные на рис. 10 распределения хромита в пластическом потоке характеризуются наличием отчетливых слоев, симметричных относительно центра потока. Распределения нормированы на максимальное значение. Для частиц крупного размера (5 мм) характерны более резкие максимумы и более заметное смещение к центру потока по мере увеличения скорости седиментации.

Когда скорость потока сопоставима со скоростью седиментации, могут возникнуть распределения иного типа (Рис. 11).

Для частиц со средним линейным размером 1 мм моделирование дает распределения хромита, описывающие более широкие слои симметричные относительно центра потока. Однако, для их образования необходимы более высокие скорости потока и седиментации (Рис. 12).

Для возникновения сегрегации мелких частиц ( $L=0,1$  мм) необходимы еще более высокие скорости сдвига и седиментации (Рис. 13). Согласно модели, пристеночная сегрегация частиц хромита со средним линейным размером 0,1 мм наблюдается при скоростях сдвига  $\sim 10^6$  с<sup>-1</sup>. Чтобы максимумы распределения этих частиц были удалены от стенки, необходимы высокие скорости седиментации, которые вряд ли могут реализоваться в твердофазной среде.

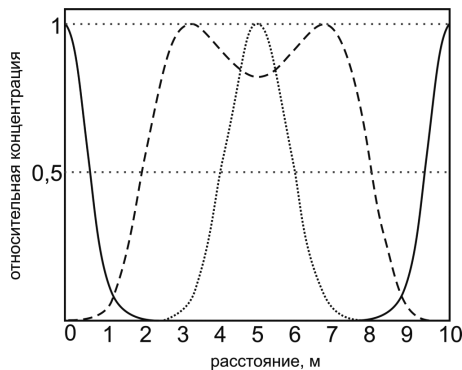


Рис. 11. Распределение в восходящем потоке дунита частиц хромита с  $L = 5$  мм при скорости сдвига  $a \approx 10^8$  с<sup>-1</sup> и скорости седиментации  $\Delta v = 0, 20, 40$  см/год – сплошная, штриховая и пунктирная линии, соответственно

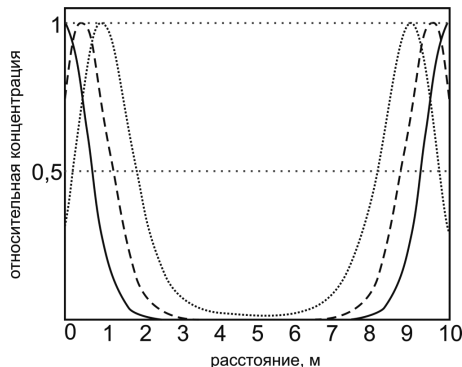


Рис. 12. Распределение в восходящем потоке дунита частиц хромита с  $L = 1$  мм при скорости сдвига  $a \approx 10^7$  с<sup>-1</sup> и скорости седиментации  $\Delta v = 0, 40, 80$  см/год – сплошная, штриховая и пунктирная линии, соответственно (вязкость среды  $\sim 10^6$  Па·с)

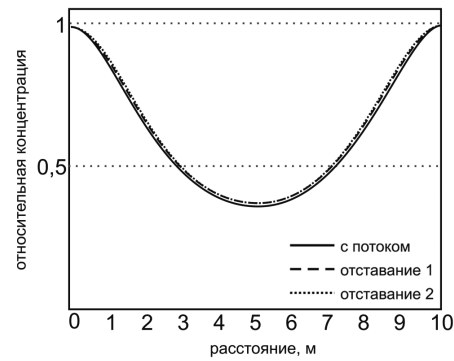


Рис. 13. Распределение в восходящем потоке дунита частиц хромита с  $L = 0.1$  мм при скорости сдвига  $a \approx 10^6$  с<sup>-1</sup>, скорости в центре потока  $7,889 \cdot 10^3$  см/год и скорости седиментации  $\Delta v = 0, 40, 80$  см/год – сплошная, штриховая и пунктирная линии, соответственно (вязкость среды  $\sim 10^6$  Па·с)

В неплоских каналах могут возникать дополнительные конвективные потоки (Абакумов, Федосеев, 2010) и более сложные распределения, приводящие к более существенному разделению компонентов (Абакумов, Федосеев, 2003).

Хотя описанная выше модель не рассматривает кинетические эффекты, они тоже могут влиять на распределение дисперсной фазы. В частности, в вертикальном расширяющемся канале скорость ламинарного течения понижается с высотой. Согласно результатам моделирования, это должно приводить к размыванию узких распределений. В расширяющихся или сужающихся потоках седиментационный поток  $j$ , оставаясь вертикальным, становится неколлинеарным потоку среды (Рис. 14). При этом в расширяющихся вертикальных потоках седиментационный поток направлен к стенкам, в сужающемся – от стенок, и при постоянной скорости седиментации максимумы концентрации дисперсной фазы должны смещаться. Например, в расширяющемся потоке скорость среды, уменьшаясь с высотой, будет иметь горизонтальную составляющую, направленную к ближайшей стенке. Одним из следствий может быть ускорение сегрегации компонентов, смещение максимума частиц к стенкам, а также возникновение обратных пристеночных течений дисперсной фазы. В сужающемся потоке максимумы

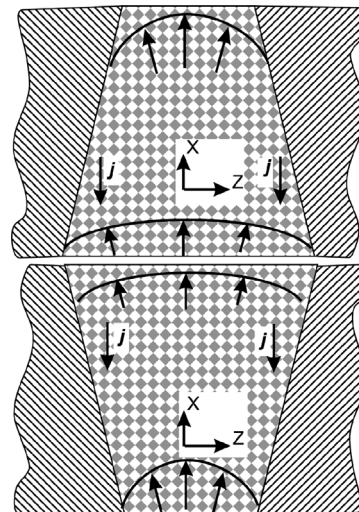


Рис. 14. Схема восходящего ламинарного потока с непараллельными стенками и седиментационный поток  $j$

концентрации частиц будут смещаться к центру. Таким образом, форма русла будет влиять на положение максимумов распределения дисперсной фазы. Численное моделирование подтверждает известный экспериментальный эффект увеличения эффективной скорости оседания дисперсной примеси при отклонении стенок сосуда от направления силы тяжести (Acivros, Herbolzheimer, 1979; Невский, Осипцов, 2009).

Другой динамический эффект связан с неустойчивостью течения дисперсных систем, которая возникает в результате зависимости вязкости от концентрации дисперсных частиц (Боронин, 2008). Вязкость увеличивается с ростом концентрации дисперсных частиц. Это приводит к тому, что скорость слоев с высокой концентрацией частиц будет отличаться от течения Пуассона (3), условием существования которого является постоянная по сечению вязкость.

Коллективное поведение частиц может быть описано и при термодинамическом подходе с использованием различных уравнений состояния реального раствора. Существующие модели позволяют описывать распределения компонентов для истинных растворов с учетом химических и фазовых превращений (Абакумов, Федосеев, 2002). Для дисперсных систем подобные модели в настоящее время отсутствуют. При рассмотрении мантийных потоков особый интерес могли бы представлять уравнения состояния подобные тем, которые позволяют описать поведение расслаивающихся смесей.

## Обсуждение

### *Реоморфическая модель*

В текстурах и структурах ультрамафитов офиолитовой ассоциации запечатлены признаки пластического течения, которое являлось одним из главных факторов петрогенеза и рудообразования. Стратификация мантийного вещества, сопровождавшаяся, в частности, формированием тел хромититов, происходила при твердофазном перераспределении минералов в породах, представляющих собой дисперсионную систему. Первопричиной пластического течения и структурирования мог быть декомпрессионный подъем мантийного вещества в пределах рифтогенных структур и сейсмическое воздействие. Дальнейшее усложнение внутренней структуры и более глубокое разделение вещества, вероятно, происходило в обстановке сжатия, что, возможно, сопоставимо с современными геодинамическими обстановками в мантии преддуговых бассейнов.

Оливин и ортопироксен – главные породообразующие минералы мантийных перидотитов – обладают различной “реологической силой” (strength). Указания на это можно найти в ряде работ (Carter, 1976; Hirth, Kohlstedt, 1996; Nicolas et al., 1971; Савельев и др., 2008; Савельев, Федосеев, 2011 и др.). Для оливина характерны: 1) фрагментация (полигонизация) по всему объему протозерен с формированием развитой субструктуры; 2) относительно легкая активизация вторичных систем скольжения. В некоторых случаях разориентация блоков внутри крупных зерен ведет к образованию псевдопойкилитовых включений типа “оливин-в-оливане”, что известно под названием внутризерновой (Carter, 1976), либо “ротационной” (Poirier, 1985) рекристаллизации.

Для ортопироксена характерны: 1) изгиб неблагоприятно ориентированных зерен с образованием кинк-бандов, 2) интенсивная нуклеация – образование многочисленных центров рекристаллизации в участках наибольшего искажения кристаллической решетки; 3) внутри зерен, подверженных изгибу, происходит образование механических двойников либо ламелей новых фаз (клиноэнстатита, диопсида); 4) в некоторых случаях происходит поперечный разрыв зерен, при этом место разрыва заполняется агрегатом оливина. Рекристаллизация заключается в росте новых зерен с минимумом дефектов, к последним относятся также примесные компоненты. Образование дисперсных фаз хромшпинелидов наблюдается преимущественно на участках, сложенных мелкозернистым агрегатом – необластами ортопироксена.

Кроме структурных свидетельств большей “податливости” оливина по сравнению с ортопироксеном, которая запечатлена в образцах мантийных ультрамафитов, имеются и экспериментальные подтверждения. В частности, исследование флюидных включений в минералах из ксенолитов в базальтах и кимберлитах показывает устойчивое уменьшение внутреннего давления во включениях в порядке хромшпинелид  $\geq$  ортопироксен  $\approx$  клинопироксен  $\gg$  оливин, что указывает на неодинаковую величину разгерметизации включений на пути к поверхности (Frezotti et al., 1992; Schwab, Freisleben, 1988; Yamamoto et al., 2002; и др.). Было предположено, что уменьшение флюидного давления должно наблюдаться в наиболее “податливом” минерале, а увеличение – в наиболее “жестком”.

В литературе описаны исследования относительной “силы” мантийных минералов по ширине отражений рентгеновской дифракции как функции давления, температуры и времени (Yamamoto et al., 2008). Полученные результаты подтвердили выводы, сделанные ранее по измерению давления во флюидных включениях, и позволили заключить, что оливин является наиболее “слабым” из рассмотренных мантийных минералов офиолитовых перидотитов. Кроме того, в этой же работе (Yamamoto et al., 2008) сделан вывод о том, что при температурах выше 800°C в условиях верхней мантии предел текучести породообразующих минералов ультрамафитов приближается к нулевой отметке. При этом увеличение скорости сдвига может сопровождаться понижением вязкости, свойственным для псевдопластичных материалов. Различие в реологическом поведении минералов в данных условиях результирует в образование более мобильных (пластичных) слоев, сложенных мономинеральным оливином (дунитов), их можно рассматривать как “ослабленные” зоны верхней мантии, в которых локализовано пластическое течение.

В настоящее время скорости перемещения мантийного материала, оцененные с помощью дистанционных методов, являются более низкими. Однако, во-первых, следует заметить, что полученные данные представляют собой “интегрированный” результат для мантии в целом, не учитывающий деталей структуры мантийных потоков. Рассмотренные выше структурные и минералого-геохимические особенности ультрамафитов указывают на то, что дунитовые тела могут представлять собой ослабленные зоны верхней мантии, в которых локализовано перемещение крупных мантийных масс к поверхности. Во-вторых, есть основания полагать, что образование офиолитовых

ультрамафитов, как и выведение их на земную поверхность с мантийных глубин могло быть обусловлено более “быстрыми”, катастрофическими событиями в истории Земли.

Особенности деформационного процесса могли определяться воздействием различных физических полей: гравитационного, гидродинамического и гидростатического, акустического (вибрационного, сейсмического). Приведенные выше результаты моделирования показывают, что гидродинамическое поле, возникающее внутри мантийного потока, даже при отсутствии других факторов, способствует перераспределению минеральных фаз в соответствии с их физическими свойствами.

Вероятнее всего, в природных объектах мы имеем дело с результатом комплексного воздействия (суперпозиции) различных факторов. При всех вариантах перечисленных воздействий определяющим параметром является размер частиц; для гравитационного, акустического и гидродинамического полей существенным фактором является плотность; для гидростатического поля существенным фактором становятся и модули упругости компонентов породы.

#### **Сравнение с существующими представлениями**

Наиболее популярными в настоящее время представлениями о формировании хромититов в офиолитах являются реакционно-магматические, флюидно-метасоматические, а также модели смешения расплавов. Основной причиной для возрождения гипотез, в которых ведущая роль отводится глубинным флюидам, являются многочисленные факты обнаружения в кристаллах хромшпинелидов субмикронных включений не только типичных для ультрамафитов оливина, пироксенов и платиноидов, но также «флюидосодержащих» минералов – амфибола, хлорита, серпентина, углеродсодержащих фаз (Borisova et al., 2012; Пушкарев и др., 2015; Johan et al., 2017 и др.).

Несомненно, обнаружение минеральных фаз, содержащих флюидные компоненты, указывает на присутствие флюидов в момент кристаллизации хромшпинелидов. Вместе с тем, вопрос о ведущей роли флюидов в образовании хромититов как геологических тел не может быть положительно решен, опираясь только на такие находки, поскольку доля флюидов, оцененная по обнаруженным включениям, составляет сотые доли процента. Для обоснования подобных взглядов необходимо указать физико-химические механизмы переноса хрома флюидами в необходимых количествах и отложения его только в дунитах. Дело в том, что «флюидосодержащие минералы» в еще больших количествах присутствуют в перидотитах, окружающих рудоносные дуниты, но скопления хромититов в них не образуются. С другой стороны, небольшие количества флюида могли быть захвачены при синдеформационной кристаллизации хромшпинелидов, а его роль при образовании дунитов и хромититов может заключаться в реологически-ослабляющем воздействии на мантийные ультрамафиты (Савельев, 2012).

Против рудообразующей роли процессов серпентинизации могут быть высказаны следующие аргументы. Во-первых, между интенсивностью серпентинизации и масштабами хромитообразования какая-либо зависимость отсутствует, залежи массивных руд встречаются

и в слабо серпентинизированных дунитах. Во-вторых, первичные структурные особенности хромитоносных дунитов взаимосвязаны с таковыми окружающих перидотитов (Денисова, 1989; Савельев, 2013 и др.). В-третьих, в офиолитовых хромититах повсеместно наблюдаются текстуры, выраженные во фрагментации хромитовых зерен поперечными трещинами, которые не продолжают в серпентинизированный вмещающий дунит. Это говорит о том, что серпентинизация наложилась на уже сформированную дунит-хромититовую ассоциацию: оливин, реагируя с водой, образовал серпентин с увеличением объема, тогда как хромит реагировал на это изменение хрупкими разрывами. Вместе с тем, следует признать, что серпентинизация, связанная с тектоническим перемещением блоков ультрамафитов в верхних горизонтах земной коры, играла определенную роль в перегруппировке рудного материала в зонах серпентинитового меланжа (Савельев, 2012).

В основе реакционно-магматических идей лежит тезис о том, что поскольку мантийные расплавы не равновесны с реститовыми перидотитами, то они должны были перемещаться к поверхности по изолированным каналам, которые представлены в настоящее время в офиолитовых комплексах телами дунитов (Kelemen et al., 1997; Spiegelman et al., 2001). При этом считается, что гарцбургиты и дуниты офиолитовых комплексов являются не простыми тугоплавкими остатками от частичного плавления пиrolита, а представляют собой результат реакции рестита с проникающими сквозь него расплавами, генерированными на большей глубине. Расплавы “расторгают” пироксены и “кристаллизуют” дополнительный оливин, что в предельном случае ведет к формированию дунитов. В некоторых интерпретациях дуниты считаются изолированными “каналами”, по которым базальтовые расплавы транспортируются к поверхности (Kelemen et al., 1997). Образование хромититов связывается исключительно с транспортировкой сквозь перидотиты бонинитовых расплавов, реакцией бонинитов с перидотитами, растворением пироксенов, осаждением оливина и высокохромистого шпинелида (Zhou et al., 1996 и др.). Для подтверждения справедливости выдвинутого тезиса авторами многочисленных публикаций (например, (Gonzalez-Jimenez et al., 2011; 2014; Arai, Miura, 2015)) приводятся преимущественно геохимические данные, слабо или вовсе не связанные с особенностями внутренней структуры пород.

Как отмечено выше, во флюидно-метасоматических и реакционно-магматических моделях отсутствуют механизмы образования хромититов как геологических тел. Понимание данного факта заставляет многих исследователей, сторонников “реакционной модели”, при объяснении генезиса хромовых руд прибегать к различным другим механизмам (например (Zhou et al., 2001, Miura et al., 2012)). В цитируемых работах предлагаются разработанные ранее модели “смешения магм” (Ballhaus, 1998; Lago et al., 1982; Leblanc, Ceuleneer, 1992), наряду с “реакционной гипотезой”. Однако применение к мантийным ультрамафитам моделей “смешения магм” для формирования хромовых руд сталкивается с проблемой “свободного пространства”, которое необходимо для осаждения больших объемов руд, но которое отсутствует в весьма низко-пористой кристаллической верхней мантии.

В рамках реакционной гипотезы трудно объяснить часто наблюдаемые резкие контакты дунитов и гарцбургитов, а также увеличение содержания ортопироксена в приконтактовых частях гарцбургитов, что очень часто наблюдается в офиолитовых массивах. Среди большого числа публикаций, посвященных модели “melt-rock interaction”, нам не встретилось описание наличия в одном и том же участке не полностью растворенных пироксенов, продуктов кристаллизации “извлеченных” из него компонентов и продуктов кристаллизации остаточного расплава. Вместе с тем, как показывает простой расчет, для перевода в дунит даже небольшого блока перидотита (например, 300\*100\*35 м объемом  $10^6$  м<sup>3</sup>) требуется огромное количество прореагировавшего расплава (300000 тонн), которое обязано оставить в том или ином виде “петрографические следы” (Савельев, 2014).

В заключение отметим, что некоторые исследователи, предполагая магматическое происхождение ультрамафитов и хромититов, считают, что в дальнейшем они подверглись “умеренному” тектоническому воздействию, которое всегда вело к разубоживанию и деструкции ранее сформированных рудных концентраций (Thayer, 1964; 1969; Greenbaum, 1977; Cassard et al., 1981 и др.). Зарубежные авторы разделяют месторождения хромовых руд в офиолитовых комплексах на два типа: подиформные во внутренних частях массивов и кумулятивные на границе с габброидным комплексом (Auge, 1987), предполагая различные механизмы их образования. В качестве последних предполагается, в частности, кристаллизация хромита в подводящих магматических каналах среди рестита и при смешении магм различного состава (Ballhaus, 1998; Lago et al., 1982; Leblanc, Ceuleneer, 1992). Реальность всех предложенных механизмов не без оснований подвергается критике со стороны оппонентов, и поэтому до настоящего времени почти все выдвинутые гипотезы “мирно сосуществуют”, что свидетельствует об отсутствии ясного понимания процессов дифференциации вещества в мантийных ультрамафитах.

Предлагаемая в настоящей работе термодинамическая модель демонстрирует возможность возникновения в условиях верхней мантии твердофазных потоков и позволяет устранить часть трудностей и противоречий, характерных для магматической и реакционно-магматической гипотез. В частности, для реализации реоморфического механизма не требуются дополнительные источники вещества и агенты его переноса, поскольку внутри твердофазного потока происходит перераспределение материала исходных мантийных перидотитов. Как отмечено выше, предлагаемая модель содержит приближения и ограничения, отказ от которых способен влиять на концентрацию дисперсной фазы в слоях, положение максимумов плотности частиц относительно стенок потока и кинетику формирования. Дальнейшее развитие и усложнение представленной модели в перспективе позволит учесть коллективное поведение частиц хромита (агрегацию) и его влияние на седиментацию и структуру потоков.

### Заключение

В работе термодинамически обоснована реоморфическая модель, демонстрирующая возможность возникновения в условиях верхней мантии твердофазных

потоков и позволяющая устранить часть трудностей и противоречий, характерных для магматической, флюидно-метасоматической и реакционно-магматической гипотез. Разработанная модель позволяет объяснить закономерности перераспределения вещества верхней мантии в процессе становления офиолитовых комплексов и формирования рудных тел.

Проведенные исследования показали, что в ультрамафитах офиолитовой ассоциации повсеместно запечатлены признаки пластического течения, которое являлось одним из главных факторов петрогенеза и рудообразования. Основной тенденцией изменения состава и структуры мантийных пород является их стратификация, сопровождающаяся обособлением реологически наиболее “слабых” агрегатов – дунитовых тел, которые являются вмещающими породами для хромовых руд. Одним из основных факторов стратификации мантийного вещества могло являться твердофазное перераспределение минеральных частиц в породах, представляющих собой дисперсионную систему.

Термодинамический подход даёт наиболее сжатое описание явлений. Результатом является описание наиболее выгодного состояния, соответствующего минимуму свободной энергии в рассматриваемых условиях. В предложенной модели эти условия определены воздействием гидродинамического и гравитационного полей. Процессы массопереноса при пластическом течении мантийного вещества могут быть связаны и с другими внешними полями, в частности, акустическим (вибрационным, сейсмическим), гидростатическим и температурным, а также их суперпозицией (Федосеев, 2010). В этой работе показано, что упругие свойства компонентов также могут повлиять на распределение дисперсной фазы.

Предложенная модель позволяет утверждать, что условия, возникающие при медленных вязкопластических вертикальных течениях многофазного материала, способствуют стратификации потока и возникновению в нём слоистой структуры. При этом на реализацию описанных состояний могут оказать влияние кинетические факторы, связанные с длительностью процесса, температурой и вязкостью среды, геометрической конфигурацией потока, кратковременным воздействием других факторов, например, сейсмических волн. При невозможности более детально воспроизвести реальные условия формирования описываемых геологических структур усложнять модель учетом дополнительных факторов, по-видимому, нет необходимости. Хотя, в некоторых случаях интерес может представлять моделирование неплоских несимметричных и не вертикальных потоков.

### Благодарности

*Авторы благодарны доктору геол.-мин. наук, профессору Е.В. Шаркову (ИГЕМ РАН) за внимательное отношение к работе и полезные замечания.*

*Авторы выражают признательность и благодарность рецензенту, взявшему на себя труд рецензирования рукописи, и за высказанные критические замечания, способствовавшие улучшению статьи*

*Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН (темы №0252-2017-0014, 0246-2019-0078) и Государственного задания ИМХ РАН.*

## Литература

- Абакумов Г.А., Федосеев В.Б. (2002). Ограниченно смешивающиеся жидкости в центробежном поле. *Доклады АН*, 383, с. 661-664. <https://doi.org/10.1023/A:1015343125276>
- Абакумов Г.А., Федосеев В.Б. (2003). Влияние формы ротора на эффективность жидкостной центрифуги. *Доклады АН*, 390, с. 330-332. <https://doi.org/10.1134/1.1581318>
- Абакумов Г.А., Федосеев В.Б. (2010). Эффект формы сосуда и самопроизвольное возникновение циркуляции при вращении многокомпонентных жидких смесей. *Вестник Казанского технологического университета*, 1, с. 101-104.
- Бакиров А.Г. (1963). О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского массива. *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала*. Свердловск, с. 325-330.
- Боронин С.А. (2008). Исследование устойчивости течения суспензии в плоском канале с учетом конечной объемной доли частиц. *Известия РАН. Механика жидкости и газа*, 6, с. 40-53. <https://doi.org/10.1134/S0015462808060069>
- Варлаков А.С. (1978). Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала. *Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала*. Свердловск, с. 63-82.
- Гончаренко А.И. (1989). Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 404 с.
- Денисова Е.А. (1989). Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Южного Урала. *Геотектоника*, 4, с. 52-62.
- Денисова Е.А. (1990). Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с перидолитовым типом разреза. *Геотектоника*, 2, с. 14-27.
- Колман Р.Г. (1979). Офиолиты. М: Мир, 262 с.
- Кравченко Г.Г. (1969). Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М: Наука, 232 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.
- Маракушев А.А. (1988). Петрогенезис. М: Недра, 293 с.
- Москалёва С.В. (1974). Гипербазиты и их хромитовосность. Л: Недра, 279 с.
- Невский Ю.А., Осипцов А.Н. (2009). Моделирование гравитационной конвекции суспензий. *Письма в ЖТФ*, 35(7), с. 98-105. <https://doi.org/10.1134/S1063785009040154>
- Нигматулин Р.И. (1987). Динамика многофазных сред. М: Наука, т. 1-2.
- Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. (1973). Закономерности формирования хромитовых месторождений. М: Наука, 200 с.
- 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.
- Пейве А.В. (1969). Океаническая кора геологического прошлого. *Геотектоника*, 4, с. 5-23.
- Перевозчиков Б.В. (1995). Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах. М: Геоинформмарк, 47 с.
- Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Г., Заккарини Ф. (2007). Хром-платиновые месторождения Нижнетагильского типа на Урале: структурные и химические характеристики и генетические проблемы. *Литосфера*, 3, с. 28-65.
- Пушкарев Е.В., Каменицкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. (2015). Онтогенез хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневмолито-гидротермального происхождения платиноносных хромитовых Кондерского массива (Алданский щит). *Геология рудных месторождений*, 57, с. 394-423. <https://doi.org/10.1134/S1075701515050049>
- Савельев А.А. (1977). Хромиты Войкаро-Сыньинского массива. *Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения*. Свердловск, с. 63-77.
- Савельев Д.Е. (2012). Хромитовосность гипербазитовых массивов Южного Урала. *Дис. докт. геол.-мин. наук*. Уфа, 410 с.
- Савельев Д.Е. (2013). Соотношение структур рудоносной дунит-хромитовой ассоциации и перидотитов в офиолитах (на примере массивов Крака). *Литосфера*, 2, с. 76-91.
- Савельев Д.Е. (2014). К вопросу о происхождении пойкилитовых включений оливина в хромшпинелидах из офиолитовых дунитов. *Геологический сборник*, 11, с. 134-146.
- Савельев Д.Е., Блинов И.А. (2015). Синдеформационные выделения хромшпинелидов в пластически деформированных агрегатах оливина (офиолиты Крака, Южный Урал). *Вестник Пермского университета. Геология*, 4, с. 44-69. DOI: 10.17072/psu.geol.29.44
- Савельев Д.Е., Сначев В.И. (2012). Бедновкрапленные хромовые руды Южного Урала и перспективы их практического использования. *Руды и металлы*, 2, с. 36-40.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2011). Сегрегационный механизм формирования тел хромитов в ультрабазитах складчатых поясов. *Руды и металлы*, 5, с. 35-42.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2014). Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрабазитах. *Вестник Пермского университета. Геология*, 4, с. 22-41.
- Савельев Д.Е., Сергеев С.Н. (2018). Энстатит офиолитовых перидотитов: пластическая деформация и связанные с ней геохимические изменения. *Минералогия*, 4(1), с. 68-84.
- Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабири 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., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. (2008). Геология, петрогеохимия и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 320 с.
- Савельев Д.Е., Белолюб Е.В., Блинов И.А., Кожевников Д.А., Котляров В.А. (2016). Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал). *Минералогия*, 4, с. 56-77.
- Савельева Г.Н. (1987). Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М: Наука, 230 с.
- Савельева Г.Н., Савельев А.А. (1991). Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала. *Геотектоника*, 3, с. 47-58.
- Соколов Г.А. (1948). Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. *Труды ИГН АН СССР. Сер. рудн. м-ний*, вып. 97, № 12, 128 с.
- Федосеев В.Б. (2010). Перераспределение вещества под действием внешних полей и стационарная модель маятника Челомея. *Нелинейный мир*, 8(4), с. 243-247.
- Федосеев В.Б. (2015). Поведение тела, имеющего форму прямоугольного параллелепипеда, в плоском потоке Куэтта и Пуазейля. *Журнал технической физики*, 85(4), с. 13-19.
- Федосеев В.Б. (2016). Стратификация двухфазной монодисперсной системы в плоском ламинарном потоке. *ЖЭТФ*, 149(5), с. 1057-1067. <https://doi.org/10.1134/S1063776116040142>
- Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Шапова Ю.В. (2007). Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрабазитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 310 с.
- Щербаков С.А. (1990). Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М: Наука, 120 с.
- Acrivós A., Herbolzheimer E. (1979). Enhanced sedimentation in settling tanks with inclined walls. *Journal of Fluid Mechanics*, 92, pp. 435-450. <https://doi.org/10.1017/S0022112079000720>
- Arai S., Miura M. (2015). Podiform chromitites do form beneath mid-ocean ridges. *Lithos*, 232, pp. 143-149. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.015>
- 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)
- Borisova A.Y., Ceuleneer, G., Kamenetsky V.S., Arai S., Bějina 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>
- Carter N.L. (1976). Steady state flow of rocks. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 14, pp. 301-360. <https://doi.org/10.1029/RG014i003p00301>
- 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>
- Frezzotti M.L., Burke E.A.J., De Vivo B., Stefanini B., Villa I.M. (1992). Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii). *European Journal of Mineralogy*, 4, pp. 1137-1153. <https://doi.org/10.1127/ejm/4/5/1137>
- 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>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Proenza J.A., Gervilla F., Melgarejo J.C., Blanco-Moreno J.A., Ruiz-Sanchez R., Griffin W.L. (2011). High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tanamo district, Mayari-Cristal

- ophiolitic massif (eastern Cuba): Constrains on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group-elements. *Lithos*, 125, pp. 101-121. doi:10.1016/j.lithos.2011.01.016
- 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
- Hirth G., Kohlstedt D.L. (1996). Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extration and the evolution of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, pp. 93-108. https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00154-9
- Hock M., Friedrich G., Plueger W.L., Wichowski A. (1986). Refractory and metallurgical-type chromite ores, Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineralium Deposita*, 21, pp. 190-199. https://doi.org/10.1007/BF00199799
- Johan Z., Martin R.F., Eittler 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
- Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E. (1992). Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358, pp. 635-641. https://doi.org/10.1038/358635a0
- Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. (1995). Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 375, pp. 747-753. https://doi.org/10.1038/375747a0
- Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H.J.B. (1997). A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 355, pp. 283-318. https://doi.org/10.1098/rsta.1997.0010
- 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/ptrology/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
- Miura M., Arai S., Ahmed A.H., Mizukami T., Okuno M., Yamamoto S. (2012). Podiform chromitite classification revisited: a comparison of discordant and concordant chromitite pods from Wadi Hilti, northern Oman ophiolite. *Journal of Asian Earth Sciences*, 59, pp. 52-61. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.05.008
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. (1971). Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Iherzolites. *Tectonophysics*, 12, pp. 55-86. https://doi.org/10.1016/0040-1951(71)90066-7
- Poirier J.-P. (1985). Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 287 p. https://doi.org/10.1017/CBO9780511564451
- Schwab R.G., Freisleben B. (1988). Fluid CO<sub>2</sub> inclusions in olivine and pyroxene and their behavior under high pressure and temperature conditions. *Bull. Mineral.*, 111, pp. 297-306.
- Spiegelman M., Kelemen P., Aharonov E. (2001). Causes and consequences of flow organization during melt transport: the reaction infiltration instability in compactible media. *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 2061-2077. https://doi.org/10.1029/2000JB900240
- Thayer T.P. (1969). Gravity differentiation and magmatic reemplacement 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
- Yamamoto J., Kagi H., Kaneoka I., Lai Y., Prikhod'ko V.S., Arai S. (2002). Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro Raman spectroscopy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198, pp. 511-519. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00528-9
- Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. (2008). In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals. *Physics and Chemistry of Minerals*, 35, pp. 249-257. https://doi.org/10.1007/s00269-008-0218-6
- 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(1), pp. 3-21. https://doi.org/10.1093/ptrology/37.1.3
- Zhou M.-F., Malpas J., Robinson P.T., Sun M., Li J.-W. (2001). Crystallization of podiform chromitites from silicate magmas and the formation of nodular textures. *Resource Geology*, 51, pp. 1-6. https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2001.tb00076.x
- 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 Уфимского федерального исследовательского центра РАН

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

E-mail: sav171@mail.ru

*Виктор Борисович Федосеев* – доктор хим. наук, Институт металлоорганической химии им. Г.А. Разуваева РАН

Россия, 603137, Нижний Новгород, ул. Тропинина, д. 49

E-mail: vbfedoseev@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 18.06.2018;

Принята к публикации 21.11.2019; Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

## Solid-state redistribution of mineral particles in the upwelling mantle flow as a mechanism of chromite concentration in the ophiolite ultramafic rocks (on the example of Kraka ophiolite, the Southern Urals)

*D.E. Saveliev<sup>1\*</sup>, V.B. Fedoseev<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation*

<sup>2</sup>*Razuvaev Institute of Organometallic Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russian Federation*

\*Corresponding author: Dmitry E. Saveliev, e-mail: sav171@mail.ru

**Abstract.** The main regularities of the structure of chromitite-bearing zones of ultramafic rock of the ophiolite association are considered on the example of Kraka massifs. In all studied chromitite-bearing zones, olivine demonstrates a strong preferably crystallographic orientation, indicating that plastic flow was one of the main factors of petrogenesis and ore formation. A critical review of existing ideas about the origin of ophiolitic chromitites has been carried out. It is shown that for models involving the reaction and magmatic formation of dunites and chromitites, there are a number of difficulties. In

particular, the application of the magma mixing model to the mantle ultramafic rocks for the formation of chrome ores is faced with the problem of “free space”. Free space is necessary for the deposition of large volumes of ores, which is absent in a very low-porous crystalline upper mantle.

In the “melt-mantle” interaction model, it is difficult to explain the often observed abrupt contacts of dunites and harzburgites, as well as an increase in the content of orthopyroxene in the near-contact parts of harzburgites, which is very often observed in ophiolite massifs. In addition, there is

no mechanism for the formation of chromitites as geological bodies in this model. We have shown that the main trend in the composition and structure of the mantle section of ophiolites is stratification, accompanied by the separation of the rheologically most “weak” aggregates of polycrystalline olivine (dunites), which are host rocks for chrome ores. The stratification of the mantle material occurred during the solid-phase redistribution of minerals in the rocks, which are a dispersion system. In this work, a thermodynamic model is substantiated, which demonstrates the possibility of the emergence of solid-state flows in the conditions of the upper mantle and which makes it possible to eliminate some of the difficulties and contradictions characteristic of the magmatic and reaction-magmatic hypotheses.

**Keywords:** ultramafic rocks, olivine, chromitite, plastic flow, stratification, rheomorphic segregation

### Acknowledgements

The authors are grateful to the Doctor of Geology and Mineralogy, Professor E.V. Sharkov (IGEM RAS) for a perusal of the work and valuable comments. The authors are grateful to the reviewer for valuable critical comments and recommendations, which have been very helpful in improving the manuscript.

The work was performed in the framework of the State task of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the RAS (themes No. 0252-2017-0014, 0246-2019-0078) and the State task of the Razuvaev Institute of Organometallic Chemistry of the RAS.

**Recommended citation:** 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 (on the example of Kraka ophiolite, the Southern Urals). *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 31-46. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46>

### References

- Abakumov G.A., Fedoseev V.B. (2002). Partially Miscible Liquids in a Centrifugal Field. *Doklady Physical Chemistry*, 383(4), pp.89-92. <https://doi.org/10.1023/A:1015343125276> (In Russ.)
- Abakumov G.A., Fedoseev V.B. (2003). Effect of the Rotor Shape on the Efficiency of a Liquid Centrifuge. *Doklady Physics*, 48(5), pp. 232-234. <https://doi.org/10.1134/1.1581318> (In Russ.)
- Abakumov G.A., Fedoseev V.B. (2010). Effect of the vessel shape and spontaneous appearance of circulation due to spinning of multicomponent liquid mixtures. *Vestnik KGTU*, 1, pp. 101-104. (In Russ.)
- Acivos A., Herbolzheimer E. (1979). Enhanced sedimentation in settling tanks with inclined walls. *Journal of Fluid Mechanics*, 92, pp. 435-450. <https://doi.org/10.1017/S0022112079000720>
- Arai S., Miura M. (2015). Podiform chromitites do form beneath mid-ocean ridges. *Lithos*, 232, pp. 143-149. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.015>
- Auge T. (1987). Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, 22, pp. 1-10. <https://doi.org/10.1007/BF00204235>
- Bakirov A.G. (1963). About the origin of dunites and chromites of the Kempirsay massif. *Magmatizm, metamorfizm, metallogeniya Urala* [Magmatism, metamorphism, metallogenicity of the 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)
- 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/ptrology/egs054>
- Boronin S. A. (2008). Investigation of the Stability of a Plane-Channel Suspension Flow with Account for Finite Particle Volume Fraction. *Fluid Dynamics*, 43(6), pp. 873-884. <https://doi.org/10.1134/S0015462808060069> (In Russ.)
- Carter N.L. (1976). Steady state flow of rocks. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 14, pp. 301-360. <https://doi.org/10.1029/RG014i003p00301>
- 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>
- Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Shchapova Yu.V. (2007). Crystal chemistry of chrome spinel and oxithermobarometry of ultramafites of fold belts. Yekaterinburg, IG&G UrO RAN, 310 p. (In Russ.)
- Coleman R.G. (1977). Ophiolites. Springer-Verlag, 229 p.
- Denisova E.A. (1989). A folded structure of ultramafic tectonites from massifs of the Southern Urals. *Geotektonika*, 4, pp. 52-62. (In Russ.)
- Denisova E.A. (1990). Building and deformation structures of the Iherzolite-type ophiolite massifs. *Geotektonika*, 2, pp. 14-27 (In Russ.)
- Fedoseev V.B. (2015). Behavior of a solid rectangular parallelepiped in the 2D Couette and Poiseuille flows. *Technical Physics*, 60 (4), pp. 489-496. DOI: 10.1134/S106378421504009X
- Fedoseev V.B. (2016). Stratification of a two-phase monodisperse system in a plane laminar flow. *Journal of Experimental and Theoretical Physics*, 122(5), pp. 915-924. <https://doi.org/10.1134/S1063776116040142>
- Fedoseev V.B. (2010). Re-distribution of matter under the influence of external fields and stationary model of the Chelomei pendulum. *Nelineynyy mir = Nonlinear World*, 8(4), pp. 243-247. (In Russ.)
- Frezzotti M.L., Burke E.A.J., De Vivo B., Stefanini B., Villa I.M. (1992). Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii). *European Journal of Mineralogy*, 4, pp. 1137-1153. <https://doi.org/10.1127/ejm/4/5/1137>
- Goncharenko A.I. (1989). Deformation and petro structural evolution of alpinotype ultrabasites. Tomsk: Tomsk University Publ., 404 p. (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>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Proenza J.A., Gervilla F., Melgarejo J.C., Blanco-Moreno J.A., Ruiz-Sanchez R., Griffin W.L. (2011). High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tanamo district, Mayari-Cristal ophiolitic massif (eastern Cuba): Constrains on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group-elements. *Lithos*, 125, pp. 101-121. doi:10.1016/j.lithos.2011.01.016
- 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>
- Hirth G., Kohlstedt D.L. (1996). Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extration and the evolution of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, pp. 93-108. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00154-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00154-9)
- Hock M., Friedrich G., Plueger W.L., Wichowski A. (1986). Refractory and metallurgical-type chromite ores, Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineralium Deposita*, 21, pp. 190-199. <https://doi.org/10.1007/BF00199799>
- 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>
- Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E. (1992). Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358, pp. 635-641. <https://doi.org/10.1038/358635a0>
- Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. (1995). Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 375, pp. 747-753. <https://doi.org/10.1038/375747a0>
- Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H.J.B. (1997). A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 355, pp. 283-318. <https://doi.org/10.1098/rsta.1997.0010>
- Kravchenko G.G. (1969). Role of tectonics during crystallization of the 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/ptrology/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)
- Loginov V.P., Pavlov N.V., Sokolov G.A. (1940). Chromite content of the Kempirsay ultrabasic massif: South Ural. *Khromity USSR*, vol. 2. Moscow-Leningrad: AN USSR Publ., pp. 5-199. (In Russ.)

- Marakushev A.A. (1988). Petrogenesis [Petrogenesis]. Moscow: Nedra, 293 p. (In Russ.)
- Miura M., Arai S., Ahmed A.H., Mizukami T., Okuno M., Yamamoto S. (2012). Podiform chromitite classification revisited: a comparison of discordant and concordant chromitite pods from Wadi Hilti, northern Oman ophiolite. *Journal of Asian Earth Sciences*, 59, pp. 52-61. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.05.008>
- Moskaleva S.V. (1974). Giperbazity i ikh khromitonoznost' [Ultrabasic rocks and their chromite content]. Leningrad: Nedra, 279 p. (In Russ.)
- Nevskii Yu.A., Osipov A.N. (2009) Modeling Gravitational Convection in Suspensions. *Technical Physics Letters*, 35 (4), pp. 340-343. <https://doi.org/10.1134/S1063785009040154>
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. (1971). Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Iherzolites. *Tectonophysics*, 12, pp. 55-86. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(71\)90066-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(71)90066-7)
- Nigmatullin R.I. (1987). Dinamika mnogofaznykh sred [Dynamics of multiphase medium]. Moscow: Nauka, vol. 1-2. (In Russ.)
- Pavlov N.V., Grigorieva-Chupryna I.I. (1973) Zakonomernosti formirovaniya khromitovykh mestorozhdeniy [The regularities of chrome ore deposits formation] Moskva: Nauka, 200 p. (In Russ.)
- Pavlov N.V., Grigoryeva I.I., Grishina N.V. (1979). Formation and genetic types of chromite deposits of geosynclinal regions. *Usloviya obrazovaniya magmaticheskikh rudnykh mestorozhdeniy* [Conditions for the formation of igneous ore deposits]. Moscow: Nauka, pp. 5-78. (In Russ.)
- Peive A.V. (1969). Okeanicheskaya kora geologicheskogo proshlogo [The oceanic crust of geological past] *Geotektonika*, 4, pp. 5-23. (In Russ.)
- Perevozchikov B.V. (1995). Zakonomernosti lokalizatsii khromitovogo orudneniya v al'pinotipnykh giperbazitakh [Regularities of localization of chromite ore in the alpinotype ultrabasic rocks]. Moscow: Geoinformmark, 47 p. (In Russ.)
- Poirier J.-P. (1985). Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 287 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511564451>
- Pushkarev E.V., Anikina E.V., Garuti G., Zaccarini F. (2007). Chromium-platinum deposits of the Nizhny Tagil-type in the Urals: structural and compositional characteristics and genetic problems. *Lithosphaera = Lithosphere*, 3, 28-65. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Kamenetsky V.S., Morozova A.V., Khiller V.V., Glavatskykh S.P., Rodemann T. (2015). Ontogeny of ore Cr-spinel and composition of inclusions as indicators of the pneumatolytic-hydrothermal origin of PGM-bearing chromitites from Kondyor massif, the Aldan Shield. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy = Geology of Ore Deposits*, 57, pp. 352-380. <https://doi.org/10.1134/S1075701515050049> (In Russ.)
- Saveliev A.A. (1977). Chromites of the Voykaro-Sininskiy massif. *Genesis ul'trabazitov i svyazannogo s nimi orudneniya* [Genesis of ul'trabazites and associated mineralization]. Sverdlovsk, pp. 63-77. (In Russ.)
- Saveliev D.E. (2012). Chromite-bearing of ultrabasic massifs of the Southern Urals. *Diss. dokt. geol.-min. nauk.* [Dr. geol. and min. sci. diss.]. Ufa, 410 p. (In Russ.)
- Saveliev D.E. (2013). Relationship between the structures of ore-bearing dunite-chromite association and peridotites in the ophiolites (example from Kraka massifs). *Litosfera = Lithosphere*, 2, pp. 76-91. (In Russ.)
- Saveliev D.E. (2014). At the question about an origin of olivine poecilitic inclusions in the chromian spinels from ophiolitic dunites. *Geologicheskyy sbornik*, 11, pp. 134-146. (In Russ.)
- Saveliev D.E., Blinov I.A. (2015). Sindeformatsionnyye vydeleniya khromshpinelidov v plasticheskoy deformirovannykh agregatakh olivina (ofiolity Kraka, Yuzhnyy Ural) [Syndeformational chrome spinel exsolutions in the plastic deformed olivine aggregates (Kraka ophiolite, the Southern Urals)]. *Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya*, 4(29), pp. 45-69 (In Russ.). doi: 10.17072/psu.geol.29.44
- Saveliev D.E., Snachev V.I. (2012). Bednovkraplennyye khromovyye rudy Yuzhnogo Urala i perspektivy ikh prakticheskogo ispolzovaniya [Deposits of poor chromite-ores of the South Urals and prospects of their use]. *Rudy i metally*, 2, pp. 36-40 (In Russ.).
- Saveliev D.E., Fedoseev V.B. (2011). Segregatsionnyy mekhanizm formirovaniya tel khromitov v ul'trabazitakh skladchatykh poyasov [Segregation mechanism of chromite bodies formation in ultrabasic rocks of the folding belts]. *Rudy i metally*, 5, pp. 35-42. (In Russ.)
- Saveliev D.E., Fedoseev V.B. (2014). Plastic flow and rheomorphic differentiation of the mantle ultramafic rocks. *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, 4, pp. 22-41. DOI: 10.17072/psu.geol.25.22 (In Russ.)
- 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., Sergeev S.N. (2018). Enstatite from ophiolite ultramafic rocks: plastic deformation and related chemical changes. *Mineralogiya = Mineralogy*, 4(1), pp. 68-81. (In Russ.)
- Saveliev D.E., Snachev V.I., Savelieva E.N., Bazhin E.A. (2008). Geologiya, petrogeokhimiya i khromitonoznost' gabbro-giperbazitovykh massivov Yuzhnogo Urala [Geology, petrogeochemistry, and chromite content of gabbro-hyperbasic massifs of the South Urals]. Ufa: DizaynPoligrafServis, 320 p. (In Russ.)
- Saveliev D.E., Belogub E.V., Blinov I.A., Kozhevnikov D.A., Kotlyarov V.A. (2016). Petrological evidences of syndeformation matter segregation during a dunite formation process (for example Kraka ophiolite, the Southern Urals). *Mineralogiya = Mineralogy*, 4, pp. 56-77. (In Russ.)
- Savelieva G.N. (1987). Gabbro-ultrabazitovyye komplekсы ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoy okeanicheskoy kore [Gabbro-ultrabasic complexes of the Urals ophiolites and their analogues in the present-day oceanic crust]. Moscow: Nauka, 230 p. (In Russ.)
- Savelieva G.N., Saveliev A.A. (1991). Chromitites in structure of the ophiolite ultramafic rocks of the Urals. *Geotektonika*, 3, pp. 47-58. (In Russ.)
- Schwab R.G., Freisleben B. (1988). Fluid CO<sub>2</sub> inclusions in olivine and pyroxene and their behavior under high pressure and temperature conditions. *Bull. Mineral.*, 111, pp. 297-306.
- Shcherbakov S.A. (1990). Plasticheskiye deformatsii ultrabazitov ofiolitovoy assotsiatsii Urala [Plastic deformations of ultrabasic rock of the Urals ophiolite association]. Moscow: Nauka, 120 p. (In Russ.)
- Sokolov G.A. (1948). Chromites of the Urals, its compositions, crystallization conditions and regularities of location. *Trudy IGN AN USSR. Ser. Rudn. Mestorozhdeniy*. Moscow: AN USSR Publ., 97(12), 128 p. (In Russ.)
- Spiegelman M., Kelemen P., Aharonov E. (2001). Causes and consequences of flow organization during melt transport: the reaction infiltration instability in compactible media. *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 2061-2077. <https://doi.org/10.1029/2000JB900240>
- 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 shelochnykh porod Urala* [Petrography of ultrabasic and alkaline rocks of the Urals]. Sverdlovsk, pp. 63-82 (In Russ.)
- Yamamoto J., Kagi H., Kaneoka I., Lai Y., Prikhod'ko V.S., Arai S. (2002). Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro Raman spectroscopy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198, pp. 511-519. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00528-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00528-9)
- Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. (2008). In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals. *Physics and Chemistry of Minerals*, 35, pp. 249-257. <https://doi.org/10.1007/s00269-008-0218-6>
- 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(1), pp. 3-21. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3>
- Zhou M.-F., Malpas J., Robinson P.T., Sun M., Li J.-W. (2001). Crystallization of podiform chromitites from silicate magmas and the formation of nodular textures. *Resource Geology*, 51, pp. 1-6. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2001.tb00076.x>
- 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), Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2, Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation  
E-mail: sav171@mail.ru

*Victor B. Fedoseev* – DSc (Chemistry), Razuvaev Institute of Organometallic Chemistry of the Russian Academy of Sciences

49, Tropinina st., 603950, Nizhny Novgorod, Russian Federation  
E-mail: vbfedoseev@yandex.ru

Manuscript received 18 June 2018;

Accepted 21 November 2018; Published 30 March 2019