



<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-2>

УДК 553.086

Минералого-геохимические особенности хромититов Апшакской площади (ультрамафитовый массив Южный Крак, Южный Урал)

Т.Д. Шабутдинов, Д.Е. Савельев, Р.А. Гатауллин

Институт геологии УФИЦ РАН, ул. Карла Маркса 16/2, г. Уфа,
450077 Россия; timurgeolog11@gmail.com

Статья поступила в редакцию 28.12.2025 г., после доработки 31.01.2026 г., принята к печати 11.03.2026 г

Аннотация. Изучен минеральный состав хромититов Апшакской площади в северо-западной части массива Южного Крака (самого большого представителя офиолитов Кракинской группы), приуроченного к северному замыканию Зилаирского синклинория на западном склоне Южного Урала. Большая часть рудопоявлений хромититов сложена высокохромистыми шпинелидами (55.0–66.0 мас. % Cr_2O_3 , < 12.0 мас. % Al_2O_3), значительно менее распространены глиноземистые составы (40.3–45.0 (реже до 50.0) мас. % Cr_2O_3 , 18.0–28.9 мас. % Al_2O_3). Главным интерстициальным минералом хромититов является серпентин, который представлен α -лизардитом. В хромититах также обнаружены форстерит, диопсид, энстатит, Са-амфибол (паргасит), клинохлор, уваровит, андрадит, фторстрофит, фторкафит, стронцийсодержащий фторпатит, аварунит, кобальтсодержащий пентландит, хизлевудит, миллерит, анилит, маухерит, орселит, самородная медь, перовскит, барит. Минералы платиновой группы представлены сульфидами и сульфарсенидами Ru-Os-Ir (лауритом, эрликманитом, купроиридситом, ирарситом) и реже – арсенидами Rh (закаринитом). Определенные по минеральным геотермометрам и оксибарометру условия минеральных равновесий между оливином и хромшпинелидом оцениваются в 650–850 °С. Фугитивность кислорода ($\Delta\log(f\text{O}_2)$) варьирует от +0.1 до +2.6, что может свидетельствовать о переуравновешивании минеральных ассоциаций в субсолидусных условиях. Хромититы из серпентинитовых зон испытали более интенсивную переработку в коровых условиях с участием флюидов, на что указывает ассоциация вторичных минералов с хлоритом, гранатами, минералами надгруппы апатита, сплавами, большей частью сульфидов, арсенидами, перовскитом, баритом. Амфиболы характеризуются неоднозначным генезисом с заметной ролью мантийного и корово-мантийного источников. Механизм концентрации платиноидов остается дискуссионным. Одним из наиболее вероятных представляется реститовый генезис, причем элементы платиновой группы могли поступать либо из существовавших первичных сульфидов, либо при твердофазном перераспределении в хромитовых зернах примесных атомов платиноидов в ходе пластической деформации.

Ключевые слова: хромититы, Южный Крак, Апшакская площадь, минералы платиновой группы, минералы надгруппы апатита, уваровит, андрадит, сульфиды и сульфарсениды Ru-Os-Ir, закаринит.

Финансирование. Исследования выполнены за счет государственного задания № FMRS-2025-0014.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. Шабутдинов Т.Д. – анализ спектров минералов, расчеты формул и T - $f\text{O}_2$ параметров, интерпретация результатов, написание черновика рукописи, редактирование финального варианта рукописи; Савельев Д.Е. – электронно-микроскопические исследования минералов, формулировка идеи, постановка задач, редактирование финального варианта рукописи; Гатауллин Р.А. – редактирование и оформление финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Шабутдинов Т.Д., Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. Минералого-геохимические особенности хромититов Апшакской площади (ультрамафитовый массив Южный Крак, Южный Урал). Минералогия, 12(1), 17–43. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-2>.

**Mineralogical and geochemical features of chromitites of the Apshak area
(South Kraka ultramafic massif, South Urals)****T.D. Shabutdinov, D.E. Saveliev, R.A. Gataullin***Institute of Geology, Ufa Federal Research Centre, Russian Academy of Sciences, ul. Karla Marksa 16/2, Ufa, 450077
Russia; timurgeolog11@gmail.com*

Received 28.12.2025, revised 31.01.2026 accepted 11.03.2026

Abstract. Mineral composition of chromitites of the Apshak area in the northwestern part of the South Kraka massif (the largest representative of the Kraka group ophiolites), which is confined to the northern closure of the Zilair Synclinorium on the western slope of the South Urals, is studied. Most chromitite occurrences are composed of high-Cr spinels (55.0–66.0 wt. % Cr_2O_3 , <12.0 wt. % Al_2O_3) and subordinate Al-enriched spinel (40.3–45.0 (rarely up to 50.0) wt. % Cr_2O_3 , 18.0–28.9 wt. % Al_2O_3). Serpentine (α -lizardite) is a major interstitial mineral of chromitites. They also contain forsterite, diopside, enstatite, Ca-amphibole (edenite), clinocllore, uvarovite, andradite, fluorstrophite, fluorcafit, Sr-bearing fluorapatite, awaruite, Co-bearing pentlandite, heazlewoodite, millerite, anilite, maucherite, orcelite, native copper, perovskite, and barite. Platinum group minerals (PGMs) include Ru-Os-Ir sulfides and sulfarsenides (laurite, erlichmanite, cuproiridisite, and irarsite) and less common Rh arsenides (zaccariniite). The conditions of mineral equilibria between olivine and chromian spinel determined from mineral geothermometers and oxybarometer are estimated at 650–850 °C. Oxygen fugacity ($\Delta\log(f\text{O}_2)$) ranges from +0.1 to +2 possibly indicating re-equilibration of mineral assemblages under subsolidus conditions. Chromitites from the serpentinite zones experienced more intense crustal fluid reworking as indicated by the assemblage of secondary minerals (chlorite, garnets, apatite supergroup minerals, alloys, most sulfides, arsenides, perovskite, and barite). Amphiboles in chromitites have ambiguous genesis with a noticeable role of mantle and crust-mantle sources. The mechanism of the formation of the PGMs remains controversial. The most possible restitic genesis could be related to the extraction of platinum group elements (PGE) from primary sulfides or during solid-phase redistribution of trace PGE atoms in chromite grains during plastic deformation.

Keywords: chromitites, South Kraka, Apshak area, platinum group minerals, apatite supergroup minerals, uvarovite, andradite, Ru-Os-Ir sulfides and sulfarsenides, zaccariniite.

Funding. This work was supported by state contract no. FMRS-2025-0014.

Conflict of interest. The authors declare no conflicts of interest.

Author contribution. Shabutdinov T.D. – analysis of mineral spectra, calculation of mineral formulas and T - $f\text{O}_2$ parameters, interpretation of results, writing and editing the manuscript; Saveliev D.E. – electron microscopic studies of minerals, formulation of the research idea, definition of objectives, editing the final version of the manuscript; Gataullin R.A. – editing and formatting the final version of the manuscript.

All authors approved the final version of the article before publication.

For citation: Shabutdinov T.D., Saveliev D.E., Gataullin R.A. Mineralogical and geochemical features of chromitites of the Apshak area (South Kraka ultramafic massif, South Urals). *Mineralogy*, 12(1), 17–43. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-1-2>.

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно разрез офиолитовых комплексов делится на две части – мантийную и коровую (Nicolas et al., 1971; Coleman, 1977). Первая представлена ультрамафитами лерцолит-гарцбургитового состава с подчиненными дунитами, при этом породообразующие минералы повсеместно обнаруживают признаки высокотемпературного течения и часто в литературе называются «мантийными

тектонитами» (Nicolas et al., 1971; Coleman, 1977). Коровая часть разреза представлена габброидами, параллельными дайками долеритов, подушечными лавами базальтов и перекрывающими глубоководными осадками (Ringwood, 1975). Между мантийной и коровой частями разреза часто присутствует так называемая переходная зона, в строении которой ведущая роль принадлежит пироксенитам и верлитам.

Под термином «подиформные хромититы» в офиолитовых комплексах обычно понимают неравномерно распределенные линзовидные, жилкообразные и неправильной формы тела хромититов (Thayer, 1964; Cassard et al., 1981; Zhou et al., 2014). Подиформные залежи хромититов залегают внутри мантийного разреза и всегда вмещаются дунитами. При этом можно выделить два крайних структурно-текстурных типа рудных тел: 1) протяженные уплощенно-линзовидные залежи, локализованные непосредственно ниже границы мантийного и корового разреза, которые, как правило, сложены вкрапленными полосчатыми рудами и приурочены к крупным дунитовым телам; и 2) линзы и столбообразные тела (поды) массивных и густовкрапленных хромититов среди мантийных гарцбургитов, окруженные маломощными дунитовыми оболочками. Размеры и запасы подиформных месторождений варьируют от нескольких тонн (типичные поды содержат первые тысячи тонн согласно (Thayer, 1969)) до нескольких сотен миллионов тонн (например, в юго-восточной части Кемпирсайского массива, Казахстан). Главным отличием подиформных хромититов от стратиформных является непременная приуроченность к дунитам, широкие вариации размера и морфологии и незакономерное распределение по разрезу массивов.

Генезис подиформных хромититов до сих пор является предметом дискуссий. В современной литературе их образование, в основном, связывают с взаимодействием расплава и рестита в надсубдукционных зонах (Zhou et al., 1996; Gonzalez-Jimenez et al., 2014a, 2014b), реже – с воздействием на мантийные перидотиты «магнезиальных» или «восстановленных флюидов» (Москалева, 1974; Варлаков, 1978; Чашухин, Вотяков, 2009), гидротермальных растворов (Arai, Akizawa, 2014; Johan et al., 2017), или твердофазными процессами – пластическим течением на фоне частичного плавления рестита в ходе подъема мантийного диапира (Савельев, Федосеев, 2019). Многие исследователи подчеркивают значение минеральных включений в хромите для интерпретации генезиса месторождений (Zhou et al., 2014; Gonzalez-Jimenez et al., 2009; 2014a, 2014b). Наряду с включениями, типичными для ультрамафических пород (оливин, пироксены, серпентин, хлорит, минералы платиновой группы (МПП), аваруит) и обычных ОН-содержащих фаз (амфиболы, флогопит), описаны так называемые экзотические минеральные включения (циркон, бадделит, монацит, углеродсодержащие фазы)

(Borisova et al., 2012; Johan et al., 2017), а также минералы высоких давлений, включая алмазы (Tian et al., 2015; Xiong et al., 2017; Wu et al., 2021). В связи с обилием экзотических минералов во включениях все чаще делаются выводы о влиянии флюидно-гидротермальных процессов (Arai, Akizawa, 2014; Johan et al., 2017) и локальных условий сверхвысокого давления и/или переработки материала коры – «рециклинга» (Tian et al., 2015; Wu et al., 2021).

Включения в хромитах мафит-ультрамафитовых комплексов Уральского пояса рассмотрены во многих работах (Melcher et al., 1997; Distler et al., 2008; Zaccarini et al., 2004; 2008; 2016; 2018; Garuti et al., 2021; Malitch et al., 2021; Xiong et al., 2020; Попова и др., 2022; Saveliev et al., 2023; Савельев, 2024; Saveliev, 2024), в том числе в массивах офиолитовых ультрамафитов, таких как Рай-Из, Верх-Нейвинский, Карабашский, Алапаевский, Уфалейский, Нурали, Кемпирсай. Однако несмотря на широкое региональное распространение ультрамафических офиолитовых пород и связанных с ними подиформных тел в Уральском поясе (Перевозчиков и др., 2000), многие массивы остаются недостаточно исследованными.

Хотя минералогия хромититов массивов Крака освещена в нескольких более ранних публикациях (Савельев и др., 2014; Рахимов и др., 2021; Garuti et al., 2021; Савельев, 2024), они не охватывают и половины месторождений и рудопроявлений, известных в пределах этого одного из крупнейших офиолитовых комплексов Урала. Внимание данной работы сконцентрировано на детальной минералогической характеристике небольших рудопроявлений Апшакской площади, в пределах которой Д.Е. Савельев участвовал в поисковых работах на хромититы в 2002–2004 гг. (Савельева, 2007; Савельев и др., 2008; Савельев, 2018). Основной целью исследования является восполнение существующего пробела в знаниях о составе хромититов и их акцессорной минерализации, а также оценка условий и определение последовательности образования последних.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Апшакская площадь (36 км²) находится в северо-западной части массива Южный Крака (рис. 1). Расположенные на данной территории хромитовые объекты известны с 30-х годов прошлого века. Они были открыты партией С.Ф. Тиховидова. В последующем эта площадь, как и весь массив

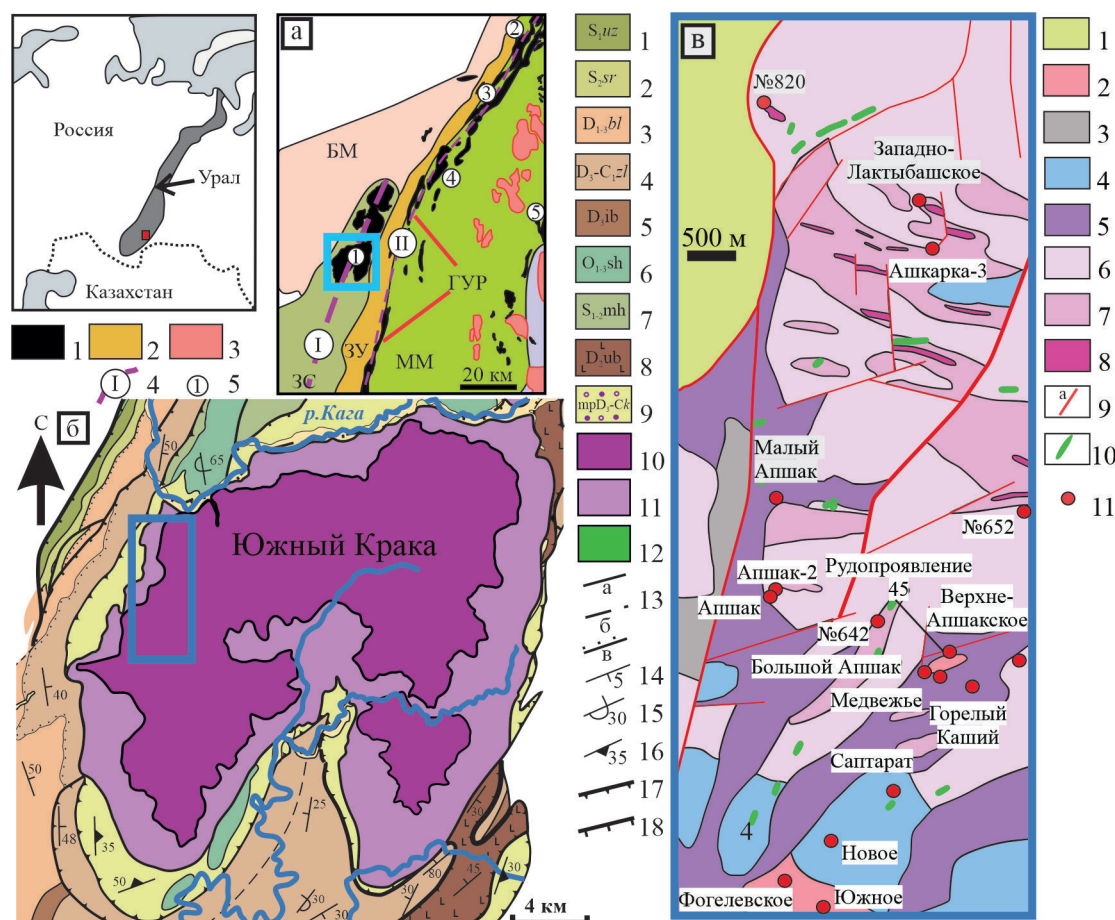


Рис. 1. Обзорная карта (а), расположение Апшакской площади на территории массива Южный Крака (б) и ее геологическое строение (в) (Князев, Князева, 2006; Савельев и др., 2008; Князев и др., 2013; Ларионов и др., 2015; Saveliev et al., 2022).

Рис. 1а: 1 – ультрамафиты; 2 – метаморфиты; 3 – гранитоиды; 4 – офиолитовые пояса (I – Медногорско-Кракинский; II – пояс Главного-Уральского разлома); 5 – офиолитовые массивы (1 – Крака; 2 – Нурали; 3 – Калкан; 4 – Миндяк; 5 – Куликовский); БМ – Башкирский мегантиклинорий; ЗС – Зилаирский синклиний; ЗУ – Зона Уралтау; ГУР – Главный Уральский разлом; ММ – Магнитогорский мегасинклиний;

Рис. 1б: 1–4 – свиты: 1 – узьянская; 2 – сермневская; 3 – бельская; 4 – зилаирская; 5–8 – толщи: 5 – ибрагимовская; 6 – сухоядская; 7 – михалкинская; 8 – узьянбашская; 9 – полимиктовый меланж; 10 – ультрамафиты; 11 – серпентиниты; 12 – габброиды; 13 – геологические границы: (а – достоверные; б – предполагаемые; в – несогласные); 14–16 – элементы залегания: 14 – наклонные, 15 – опрокинутые, 16 – кливаж; 17 – шарьяж; 18 – надвиг;

Рис. 1в: 1 – вмещающие породы; 2 – преимущественно аподунитовые серпентиниты; 3, 4 – нерасчлененные дуниты-гарцбургиты; 3 – дуниты 10–20 %; 4 – дуниты 30–50 %; 5 – преимущественно рассланцованные серпентиниты; 6 – гарцбургиты; 7 – гарцбургиты и дуниты (дуниты 10–30 %); 8 – преимущественно дуниты (>50 %); 9 – разрывные нарушения; 10 – габброиды; 11 – изученные рудопроявления;

Fig. 1. Overview map (а), location of the Apshak area within the Southern Kraka massif (б) and its geological structure (в) (Knyazev, Knyazeva, 2006; Saveliev et al., 2008, 2022; Knyazev et al., 2013; Larionov et al., 2015):

Fig. 1а: 1 – ultramafic rocks; 2 – metamorphic rocks; 3 – granitoids; 4 – ophiolite belts (I – Mednogorsk-Kraka, II – Main Urals Fault belt); 5 – ophiolite massifs (1 – Kraka; 2 – Nurali; 3 – Kalkan; 4 – Mindyak; 5 – Kulikovskiy); БМ – Bashkir Meganticlinorium; ЗС – Zilair Synclinorium; ЗУ – Uraltau Zone; ГУР – Main Urals Fault; ММ – Magnitogorsk Megasynclinorium;

Fig. 1б: 1–4 – formations: 1 – Uzyan; 2 – Sermenevo; 3 – Belskaya; 4 – Zilair; 5–8 – sequences: 5 – Ibragimovo; 6 – Sukholyad; 7 – Mikhalkinskaya; 8 – Uzyanbash; 9 – polymictic mélange; 10 – ultramafic rocks; 11 – serpentinite; 12 – gabbroids; 13 – geological boundaries (а – reliable; б – inferred; в – unconformable); 14–16 – bedding elements: 14 – inclined; 15 – overturned; 16 – cleavage; 17 – overthrust; 18 – thrust;

Fig. 1в: 1 – host rocks; 2 – mostly serpentinite after dunite; 3, 4 – undifferentiated dunite-harzburgite: 3 – dunite (10–20 %); 4 – dunite (30–50 %); 5 – mostly foliated serpentinite; 6 – harzburgite; 7 – harzburgite and dunite (10–30 %); 8 – mostly dunite (>50 %); 9 – faults; 10 – gabbroids; 11 – ore occurrences;

Южный Крака, изучалась П.Г. Фарафонтьевым, А.В. Клочихиным, В.В. Радченко, А.В. Буряченко, Г.А. Соколовым, Д.Е. Савельевым, В.И. Сначевым, Е.Н. Савельевой и др. (Тиховидов, 1932ф; Фарафонтьев, 1937ф; Клочихин и др., 1969ф; Савельева, 1987; Савельева, 2007; Савельев и др., 2008; Савельев, 2018).

В северо-западной части площади обнажаются вмещающие зеленовато-серые граувакки зилаирской свиты (D_3-C_{1Zl}) переменного гранулометрического состава – от гравелито-песчаников до пород пелитовой размерности (Келлер, 1949; Ларионов и др., 2015). Приконтактная часть площади представлена зоной серпентинитового меланжа. В северной части площади она очень узкая шириной десятки-первые сотни метров, но резко расширяется южнее крутого перегиба долины руч. Малый Апшак, где достигает двух и более километров (рис. 1в). В составе меланжевых существенно хризотилowych серпентинитов в значительных количествах встречается пылевидный магнетит, благодаря чему породы характеризуются более высокой магнитной восприимчивостью по сравнению с неизмененными ультрамафитами и α -лизардитовыми серпентинитами. Серпентиниты интенсивно расщелачиваны, рассечены многочисленными трещинами, заполненными либо минералами группы серпентина, либо карбонатами. В строении зоны меланжа также принимают участие блоки серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и лерцолитов с сохранившимися «псевдоморфными» структурами первичных пород (Савельев и др., 2008). Однако они играют здесь подчиненную роль и характеризуются закономерным расположением.

Большая часть изученной территории сложена породами дунит-гарцбургитового комплекса с разным относительным количеством дунитов. Для монотонных разрезов офиолитовых ультрамафитов хорошо себя зарекомендовал метод картирования «дунитовой составляющей», широко применяемый на массивах Полярного Урала (Макеев, Брянчанинова, 1999). Он заключается в определении доли дунитов по отношению к пироксеновым породам (гарцбургитам, лерцолитам) в каждой точке наблюдения (в обнажениях либо в высыпках элювия). На этой основе нами было проведено картирование Апшакской площади (рис. 1).

Минимальная дунитовая составляющая (<10 %) характерна для центральной части территории, разрез которой почти целиком представлен гарцбургитами. Переход к разрезу с дунитовой со-

ставляющей в количестве 10–30 % постепенный. В этом типе разреза, расположенном, преимущественно, в северной и северо-восточной части территории, дуниты образуют изолированные тела мощностью до 100 м. В третьем типе разреза дунит-гарцбургитового комплекса, характерном для южной части территории, дуниты составляют от 30 до 50 %. Преобладание дунитов (>50 %) над гарцбургитами характеризует самую южную часть изученной площади (участок проявления Южное). Наряду с серпентинизированными дунитами со степенью серпентинизации 60–80 об. %, в этой части территории широко распространены аподунитовые серпентиниты. Содержание серпентина в последних может превышать 80–90 об. %. Чаще всего ими сложены пониженные участки рельефа. В отличие от серпентинитов зон меланжа для аподунитовых серпентинитов характерно сохранение структуры первичных пород, отсутствие вторичного магнетита и метаморфических преобразований акцессорных хромшпинелидов.

Для Апшакской площади характерны дайки мелкозернистых габброидов и долеритов, пересекающих породы вышеперечисленных разрезов. Благодаря большей устойчивости к выветриванию, они образуют характерные гривки в рельефе как субширотного, так и субмеридионального простирания (Савельев и др., 2008).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения минералогии хромититов Д.Е. Савельевым в 2002–2004 гг. отобраны образцы наиболее богатых руд из 18 рудопоявлений Апшакской площади (табл. 1). Из образцов изготовлено 38 аншлифов, которые изучены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 4 Compact с анализатором Xplorer 15 (Oxford Instruments, Великобритания) в Институте геологии УФИЦ РАН, г. Уфа (аналитик Д.Е. Савельев). Спектры обрабатывались автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ. При расчете спектров использован встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями. Съемка проводилась при следующих параметрах: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 3–4 нА, время накопления спектра в 60 секунд в точечном режиме, диаметр пучка составлял ~3 мкм.

Таблица 1. Изученные хромитовые рудопоявления
Апшакской площади
Table 1. Studied chromite occurrences of the Apshak area

№ п/п	№ образца	Хромитовый объект
1	A-508	Апшак
2	A-509	Фогелевское
3	A-512	Новое
4	A-525	Южное
6	A-529	Саптарат
7	A-543	Ашкарка-3
8	A-642	№ 642
9	A-652	№ 652
10	A-667	Медвежье
11	A-671	Большой Апшак
12	A-707	Малый Апшак
13	A-511 A-714 A-715	Апшак-2
14	A-732	Западно-Лактыбашское
15	A-756	Рудопоявление 45
16	A-757	Верхне-Апшакское
17	A-764	Горелый Каший
18	A-820	№ 820

Формулы следующих минералов рассчитаны на атомы кислорода: три – для перовскита, четыре – оливина, хромшпинелидов и барита, пять – серпентина, шесть – пироксена, 12 – граната и минералов надгруппы апатита, 20 – хлорита и 22 – амфибола. Количество двух- и трехвалентного железа в хромшпинелидах определялось по стехиометрии минерала. Формулы сульфидов, интерметаллидов, арсенидов Fe, Ni, Cu и МПГ рассчитывались на сумму атомов: один для самородной меди, два – миллерита, три – ирарсита, лаурита, эрликманита и закаринита, четыре – аваруита, пять – хизлевудита, 6.75 – орселита, семь – купроиридита, 11 – анилита, 17 – пентландита и 19 – маухерита. Для хлоритов и серпентина содержание ОН группы рассчитывалось в соответствии с их формулами. Расчет амфиболов проводился по методике, описанной в работе (Leake et al., 1997). Температура равновесия ассоциации оливин-хромшпинелид оценена по геотермометрам из работ (Fabries, 1979; Roeder et al., 1979; Ono, 1983; Ballhaus et al., 1991), фугитивность кислорода и давление – по работе (Ballhaus et al., 1991).

Аббревиатуры, использованные на рисунках, соответствуют таковым, утвержденным Международной минералогической ассоциацией (Warr, 2021). Реестр минералов, установленных в изученных образцах хромититов, приведен в таблице 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Текстурно-структурные особенности хромититов

Проявления хромититов на территории Апшакской площади распределены неравномерно (рис. 1в). По морфологии тел и текстурно-структурным особенностям их можно разделить на три основных типа. Для зоны серпентинитового меланжа и примыкающим к ней зон разломов, также сложенных рассланцованными серпентинитами, наиболее характерны гнездообразные скопления массивных хромититов незначительных размеров (первые – десятки метров по протяженности и 0.5–2.0 м по мощности) при высоком содержании Cr_2O_3 в руде (до 50 мас. %). К данному типу относятся рудопоявления Апшак-1, 2, Медвежье, Верхне-Апшакское, Фогелевское и № 45. Хромититы этого типа обладают обычно массивными либо густовкрапленными текстурами (рис. 2а, в). Структуры крупнозернистые, размер зерен варьирует в пределах 2–10 мм, морфологические особенности заключаются в преобладании гипидиоморфных и ксеноморфных зерен, на контакте с силикатами типичны скругленные очертания. Часто зерна катаклазированы, пересечены многочисленными трещинами, залеченными серпентином, хлоритом.

Второй тип проявлений приурочен к телам дунитов мощностью от первых до 50 м среди гарцбургитов, в целом, с низкой дунитовой составляющей. Они вмещают относительно богатое хромитовое оруденение (25–40 мас. % Cr_2O_3) при малой мощности рудных тел, обычно не более 0.5–1.0 м. В то же время, иногда отмечается значительная протяженность рудных тел (до 250 м). Рудопоявления этого типа преобладают в северной части территории (Западно-Лактыбашское, Ашкарка-3). Хромититы характеризуются вкрапленной, часто – полосчатой текстурой (рис. 2б, г, д), часто отмечается складчатость, прерывистость слоев и скопления рудного вещества. Структура хромититов варьируют от мелкозернистой (0.1–1.0 мм) в редковкрапленных разновидностях до среднезернистой (1–3 мм) в средне- и густовкрапленных. В редких слу-

Таблица 2. Породообразующие и акцессорные минералы хромититов Апшакской площади
 Table 2. Rock-forming and accessory minerals of chromitites of the Apshak area

№ п/п	Минерал	Химическая формула	Распространение
1	Хромшпинелид	$(\text{Mg,Fe}^{2+})(\text{Cr,Al,Fe}^{3+})\text{O}_4$	++++
2	Оливин	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$	++
3	Ортопироксен	$\text{MgFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	+
4	Клинопироксен	$\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	++
5	Сerpентин	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	+++
6	Хлорит	$(\text{Mg,Fe})_{12}(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$	++
7	Уваровит	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	++
8	Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	++
9	Фторкафит	$\text{SrCaCa}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$	+
10	Фторстрофит	$\text{SrCaSr}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$	+
11	Фторапатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	+
12	Аваруит	Ni_3Fe	++
13	Орселит	$\text{Ni}_{5-x}\text{As}_2$ ($x = 0.25$)	+
14	Хизлевудит	Ni_3S_2	+
15	Миллерит	NiS	+
16	Маухерит	$\text{Ni}_{11}\text{As}_8$	+
17	Анилит	Cu_7S_4	+
18	Медь самородная	Cu	+
19	Барит	BaSO_4	+
20	Перовскит	CaTiO_3	+
21	Кобальтсодержащий пентландит	$(\text{Ni,Fe,Co})_9\text{S}_8$	+
22	Паргасит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	+
23	Лаурит	RuS_2	++
24	Ирарсит	$(\text{Ir,Ru,Rh,Pt})\text{AsS}$	+
25	Купроиридсит	$(\text{Cu,Fe})\text{Ir}_2\text{S}_4$	+
26	Эрликманит	OsS_2	+
27	Заккаринит	RhNiAs	+

Примечание. Минералы: ++++ – главные, +++ – второстепенные, ++ – акцессорные, + – единичные находки.
 Note. Minerals: ++++ – major, +++ – subordinate, ++ – accessory, + – single findings.

чаях отмечается скопление зерен хромита вплоть до формирования массивных линз и гнезд, в которых размер зерен увеличивается до 5–8 мм. Хромит характеризуется идиоморфными кристаллами со сглаженными очертаниями в редковкрапленных рудах с постепенным уменьшением степени идиоморфизма в густовкрапленных и массивных.

В южной части территории, в пределах дунит-гарцбургитового комплекса с высокими значениями дунитовой составляющей распространены рудопроявления редковкрапленных хромититов. Как правило, подобные объекты характеризуются

невысоким содержанием Cr_2O_3 (5–35 мас. %, обычно 10–20 мас. %), мелкозернистой структурой руд с постепенным переходом к вмещающим породам. К данному типу относятся рудопроявления Южное и Саптарат. На рудопоявлении Южное хромититы представлены исключительно редковкрапленными мелкозернистыми рудами (0.1–1.0 мм), а на рудопоявлении Саптарат встречаются более богатые участки, в которых размер зерен увеличивается до 3–5 мм, в редких случаях – до 1 см (рис. 2е).

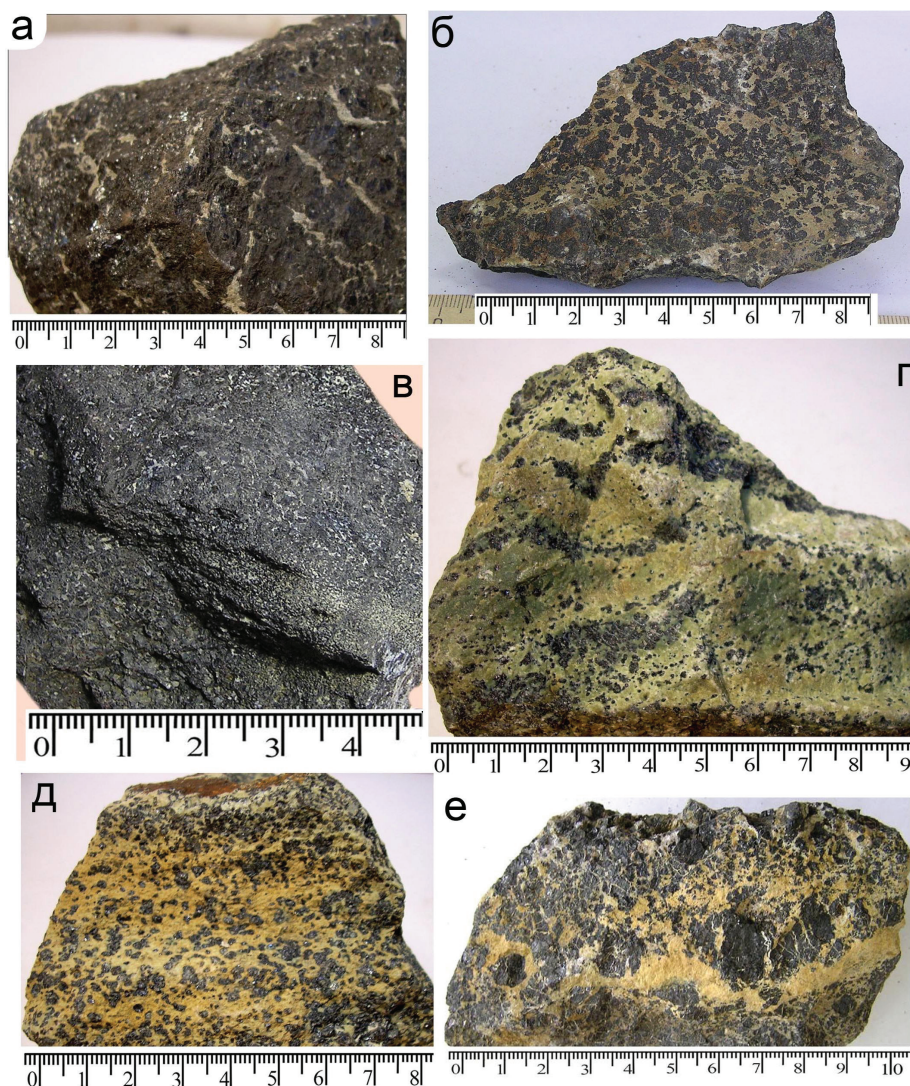


Рис. 2. Хромититы из рудопроявлений Апшакской площади: а, в – массивные (Фогелевское (а), Апшак (в)); б – нодулярно-густовкрапленный (Ашкарка-3); г, д – редко- и средневкрапленный (Западно-Лактыбашское); е – густовкрапленный с линзовидно-полосчатой текстурой (Саптарат).

Fig. 2. Chromitites of the Apshak occurrences: а, в – massive (Fogelevskoe (а), Apshak (в)); б – nodular-densely disseminated (Ashkarka-3); г, д – weakly and moderately disseminated (West Laktybash); е – densely disseminated with lenticular-banded texture (Saptarat).

Химический состав минералов хромититов

Несмотря на дискуссионность многих вопросов генезиса подформных хромититов, общепринято, что их образование происходило в верхней мантии (Zhou et al., 1996; Gonzalez-Jimenez et al., 2014a, 2014b; Савельев, Федосеев, 2019), а в дальнейшем они испытали трансформацию в относительно низкотемпературных условиях земной коры (Arai, Akizawa, 2014; Johan et al., 2017). В связи с этим, минералы описаны в соответствии с их мантийным («первичным») или коровым («вторич-

ным») парагенезисом, хотя это деление не всегда однозначно, в частности, для МПГ.

Ассоциация мантийных минералов хромититов включает хромшпинелиды (главные) и оливин и пироксены (акцессорные) (рис. 3). Содержание хромшпинелидов достигать 90–95 % (электронное приложение (ЭП) № 1). Химический состав рудообразующих минералов следующий (мас. %): 40.20–65.96 Cr_2O_3 , 1.23–28.85 Al_2O_3 , 5.96–16.47 MgO , 11.90–24.02 FeO , 1.14–20.03 Fe_2O_3 , 0.36–0.79 MnO , 0.13–0.33 TiO_2 , 0.21–0.26 V_2O_5 (табл. 3). Магнезиальность (#Mg) хромшпинелидов составляет

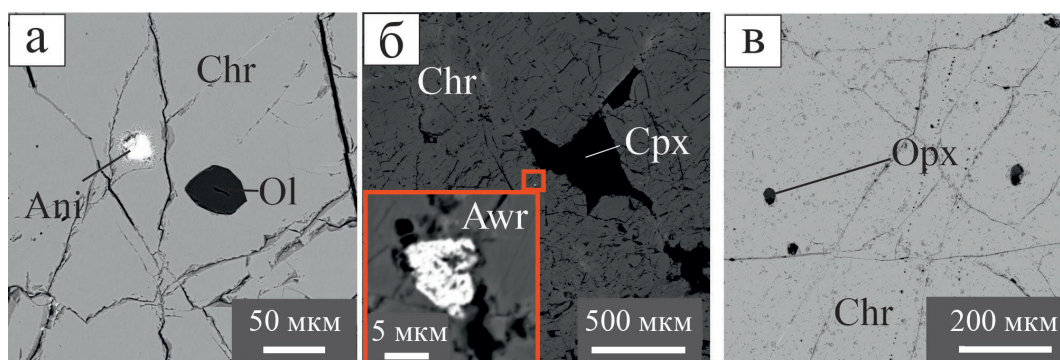


Рис. 3. Включения акцессорных минералов первичной ассоциации в хромититах из рудопроявлений Апшакской площади: а – включение оливина (Ol) и анилита (Ani) в хромшпинелиде (Chr) (рудопроявление № 820); б – интерстициальный клинопироксен (Cpx) между рудными зернами и включение аваруита (Awr) в краевой части хромшпинелида (рудопроявление Апшак-2); в – включение ромбического пироксена (Opx) в хромшпинелиде (рудопроявление Новое). Здесь и на рис. 5 и 7: обзорные снимки шлифов с местоположениями участков приведены в электронном приложении № 1.

Fig. 3. Inclusions of accessory minerals of primary assemblage in chromitite occurrences from the Apshak area: а – inclusion of olivine (Ol) and anilite (Ani) in chromian spinel (occurrence no. 820); б – interstitial clinopyroxene between ore grains and inclusion of awaruite (Awr) at the margin of chromian spinel (Apshak-2 occurrence); в – inclusion of orthopyroxene (Opx) in chromian spinel (Novoe occurrence).

Here and in Figs. 5 and 7: overview images of polished thin sections with location of areas are given in Electron Supplementary Materials no. 1.

0.12–0.81, хромистость ($\#Cr$) – 0.47–0.95 (рис. 4а). Согласно классификации (Deer et al., 1992) хромшпинелиды относятся к хромиту и алюмохромиту, редко – к хромпикотиту и феррихромиту. Рассчитанные формульные коэффициенты располагаются в левой части классификационной диаграммы, формируя Al-Cr тренд (рис. 4б).

Оливин сохранился в виде включений округлой формы (20–350 мкм) (рис. 3а) в хромшпинелиде и реликтов в интерстициях. Химический состав минерала (мас. %): 40.95–41.68 SiO_2 , 52.46–55.52 MgO , 2.61–6.42 $FeO_{общ}$, 0.53–0.91 NiO , 0.15–0.20 MnO (ЭП № 2, табл. Т1). По химическому составу соответствует форстериту ($For = 0.94–0.97$). По составу сосуществующих оливина из включений и хромшпинелида рассчитанное равновесие между оливином и хромшпинелидом достигалось при температурах 650–850 °C. Фугитивность кислорода ($\Delta \log(fO_2)$) варьирует от +0.1 до +2.6.

Округлые изометричные зерна и реликты пироксенов обнаружены как внутри рудообразующего хромшпинелида, так и в интерстициях (рис. 3б, в), в первом случае их размер составляет от 6 до 20 мкм, во втором отмечаются более крупные зерна (0.3–0.7 мм). Химический состав минералов (мас. %): 52.97–58.21 SiO_2 , 17.38–38.26 MgO , 0.26–25.91 CaO , 0.25–2.17 Al_2O_3 , 0.19–1.51 Cr_2O_3 , 0.14–0.41 Na_2O , 0.98–2.77 $FeO_{общ}$, 0.13–0.31 TiO_2 (табл. 4). По составу пироксены соответствуют диопси-

ду ($En_{48–50}Wo_{47–50}Fs_{1–3}$) и в одном случае энстатиту ($En_{96}Fs_4$) (рис. 4в).

Ассоциация вторичных минералов представлена (по частоте встречаемости) серпентином, хлоритом, гранатами, минералами надгруппы апатита, большей частью сульфидов, сплавами, арсенидами Ni, Fe, Cu, самородными фазами, баритом и перовскитом (рис. 5).

Серпентин заполняет интерстиции между хромшпинелидами, развиваясь по оливинолу и ромбическому пироксену, а также ассоциирует с другими вторичными минералами (рис. 5а). Химический состав минерала (мас. %): 38.82–44.87 SiO_2 , 36.60–40.91 MgO , 1.87–4.27 $FeO_{общ}$, 0.22–2.15 NiO , 0.44–0.72 Al_2O_3 , 0.16 MnO , 0.12–0.21 CaO , 0.30–0.95 Cr_2O_3 (ЭП № 2, табл. Т2). По классификациям (Варлаков, 1986; D'Antonio, Kristensen, 2004) серпентин относится к мелкопетельчатому и свободному от магнетита лизардиту (рис. 6а).

Интерстициальный хлорит (рис. 5б) содержит (мас. %) 30.04–39.20 SiO_2 , 32.53–40.36 MgO , 0.50–6.28 $FeO_{общ}$, 0.10–0.85 CaO , 0.19–0.59 NiO , 11.3–28.3 Al_2O_3 , 0.25–0.41 TiO_2 (ЭП № 2, табл. Т3). По классификации (Zane, Weiss, 1998) хлорит относится к клинохлору (рис. 6б).

Гранат развивается по хромшпинелиду и образует отдельные агрегаты, ассоциирующие с серпентином и минералами надгруппы апатита в интерстиционном пространстве (рис. 5а, г). Химичес-

Таблица 3. Химический состав рудообразующих хромшпинелидов Апшакской площади (мас. %)
Table 3. Chemical composition of chromites from chromites of the Apshak area (wt. %)

№ обр.	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Сумма	#Cr	#Mg	Кристаллографические формулы	Минерал
A-508-a	63.59	7.95	11.96	14.93	0.43	1.60	—	—	100.47	0.83	0.59	(Mg _{0.58} Fe ²⁺ _{0.41} Mn _{0.01}) _{1.00} (Cr _{1.65} Al _{0.31} Fe ³⁺ _{0.04}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-509a	58.78	11.49	13.19	12.96	—	3.60	0.25	—	100.28	0.74	0.64	(Mg _{0.63} Fe ²⁺ _{0.35}) _{0.98} (Cr _{1.49} Al _{0.43} Fe ³⁺ _{0.09} Ti _{0.01}) _{2.02} O _{4.00}	Хромит
A-511a	43.18	25.75	15.40	12.89	0.39	3.00	0.29	—	100.90	0.51	0.68	(Mg _{0.68} Fe ²⁺ _{0.32} Mn _{0.01}) _{1.01} (Cr _{1.01} Al _{0.90} Fe ³⁺ _{0.07} Ti _{0.01}) _{1.99} O _{4.00}	Алюмохромит
A-511a	40.20	28.85	16.47	11.98	—	2.41	0.24	—	100.15	0.47	0.71	(Mg _{0.72} Fe ²⁺ _{0.29}) _{1.01} (Al _{1.00} Cr _{0.93} Fe ³⁺ _{0.05} Ti _{0.01}) _{1.99} O _{4.00}	Хромпикотит
A-511b	46.22	22.00	14.95	12.94	0.42	3.57	0.33	—	100.44	0.56	0.67	(Mg _{0.68} Fe ²⁺ _{0.33}) _{1.01} (Cr _{1.11} Al _{0.79} Fe ³⁺ _{0.08} Ti _{0.01}) _{1.99} O _{4.00}	Алюмохромит
A-512a	61.31	8.76	12.98	13.31	0.47	3.96	0.15	—	100.93	0.78	0.63	(Mg _{0.63} Fe ²⁺ _{0.36} Mn _{0.01}) _{1.00} (Cr _{1.57} Al _{0.33} Fe ³⁺ _{0.10}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-525	61.32	10.92	10.63	17.48	—	—	0.17	—	100.52	0.79	0.52	(Mg _{0.52} Fe ²⁺ _{0.48}) _{1.00} (Cr _{1.58} Al _{0.42}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-529(a)	61.03	8.55	13.07	13.72	—	3.98	0.15	—	100.50	0.79	0.63	(Mg _{0.63} Fe ²⁺ _{0.37}) _{1.01} (Cr _{1.57} Al _{0.33} Fe ³⁺ _{0.10}) _{1.99} O _{4.00}	Хромит
A-529(a)	60.60	8.59	13.08	13.95	—	4.12	—	—	100.34	0.78	0.63	(Mg _{0.63} Fe ²⁺ _{0.38}) _{1.01} (Cr _{1.56} Al _{0.33} Fe ³⁺ _{0.10}) _{1.99} O _{4.00}	Хромит
A-543/2(a)	61.23	9.41	12.93	14.17	—	2.97	0.17	—	100.88	0.78	0.62	(Mg _{0.62} Fe ²⁺ _{0.38}) _{1.00} (Cr _{1.56} Al _{0.36} Fe ³⁺ _{0.07}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-642/2	56.77	12.20	12.99	12.94	0.36	5.02	0.24	—	100.50	0.71	0.64	(Mg _{0.62} Fe ²⁺ _{0.35} Mn _{0.01}) _{0.98} (Cr _{1.44} Al _{0.46} Fe ³⁺ _{0.12}) _{2.02} O _{4.00}	Хромит
A-652/1	44.53	25.07	14.91	12.92	—	3.03	0.18	—	100.65	0.53	0.67	(Mg _{0.67} Fe ²⁺ _{0.32}) _{0.99} (Cr _{1.05} Al _{0.88} Fe ³⁺ _{0.07}) _{2.01} O _{4.00}	Алюмохромит
A-667/1a	51.46	18.17	15.26	11.93	—	3.33	0.22	0.26	100.62	0.63	0.70	(Mg _{0.70} Fe ²⁺ _{0.31}) _{1.01} (Cr _{1.25} Al _{0.66} Fe ³⁺ _{0.08}) _{1.99} O _{4.00}	Алюмохромит
A-671-1a	58.72	3.92	9.75	17.90	—	9.76	0.33	0.21	100.59	0.80	0.49	(Fe ²⁺ _{0.51} Mg ²⁺ _{0.49}) _{1.00} (Cr _{1.58} Al _{0.16} Fe ³⁺ _{0.25} Ti _{0.01}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-671-1b	55.24	15.65	14.66	11.90	—	3.11	0.30	—	100.87	0.68	0.69	(Mg _{0.68} Fe ²⁺ _{0.31}) _{0.99} (Cr _{1.36} Al _{0.57} Fe ³⁺ _{0.07} Ti _{0.01}) _{2.01} O _{4.00}	Алюмохромит
A-671-2 (a)	60.68	7.31	11.01	15.98	—	5.05	0.13	—	100.16	0.79	0.55	(Mg _{0.55} Fe ²⁺ _{0.44}) _{0.99} (Cr _{1.59} Al _{0.29} Fe ³⁺ _{0.13}) _{2.01} O _{4.00}	Хромит
A-707	57.08	11.99	13.08	13.95	0.38	3.71	0.20	—	100.39	0.73	0.63	(Mg _{0.62} Fe ²⁺ _{0.37} Mn _{0.01}) _{1.00} (Cr _{1.45} Al _{0.45} Fe ³⁺ _{0.09} Ti _{0.01}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-732/1(a)	60.73	9.12	14.00	11.98	—	4.17	0.14	—	100.14	0.78	0.68	(Mg _{0.67} Fe ²⁺ _{0.32}) _{0.99} (Cr _{1.55} Al _{0.35} Fe ³⁺ _{0.10}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-732/1(a)	60.91	9.02	13.87	11.99	—	4.32	—	—	100.10	0.78	0.67	(Mg _{0.67} Fe ²⁺ _{0.32}) _{0.99} (Cr _{1.56} Al _{0.34} Fe ³⁺ _{0.11}) _{2.01} O _{4.00}	Хромит
A-756(a)	65.96	3.64	10.14	16.97	—	3.29	0.16	—	100.18	0.89	0.52	(Mg _{0.51} Fe ²⁺ _{0.48}) _{0.99} (Cr _{1.77} Al _{0.13} Fe ³⁺ _{0.08}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-757b	55.14	11.40	5.96	24.02	0.67	2.33	0.18	0.21	99.92	0.74	0.31	(Fe ²⁺ _{0.68} Mg _{0.30} Mn _{0.02}) _{1.00} (Cr _{1.48} Al _{0.45} Fe ³⁺ _{0.06} V _{0.01}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-764a	50.57	1.23	7.90	19.08	0.79	20.03	0.26	—	99.86	0.71	0.42	(Fe ²⁺ _{0.56} Mg _{0.42} Mn _{0.02}) _{1.00} (Cr _{1.41} Fe ³⁺ _{0.53} Al _{0.05} Ti _{0.01}) _{2.00} O _{4.00}	Феррихромит
A-764a	53.36	1.29	7.83	19.40	0.59	17.87	0.21	0.21	100.75	0.74	0.42	(Fe ²⁺ _{0.57} Mg _{0.41} Mn _{0.02}) _{1.00} (Cr _{1.47} Fe ³⁺ _{0.47} Al _{0.05} V _{0.01}) _{2.00} O _{4.00}	Хромит
A-820a	59.40	12.19	11.72	15.86	0.41	1.14	0.18	—	100.89	0.76	0.57	(Mg _{0.56} Fe ²⁺ _{0.43} Mn _{0.01}) _{1.00} (Cr _{1.51} Al _{0.46} Fe ³⁺ _{0.03}) _{2.00} O _{4.00}	Алюмохромит

Примечание. Здесь и в таблицах 3–6, прочерк – не обнаружено. Пробы из рудопроявлений: A-508-a – Апшак; A-509a – Фогелевское; A-511a, A-511b – Апшак-2; A-512a – Новое; A-525 – Южное; A-529(a) – Саптарат; A-543/2 – Апшак-3; A-642/2 – № 642; A-652/1 – № 652; A-667/1a – Медвежье; A-671-1a, A-671-1b, A-671-2(a) – Большой Апшак; A-707 – Малый Апшак; A-732/1(a) – Западно-Лактыбашское; A-756(a) – Рудопроявление 45; A-757b – Верхне-Апшакское; A-764a – Горелый Каший; A-820a – № 820. #Cr = Cr / (Cr + Al + Fe³⁺); #Mg = Mg / (Mg + Fe²⁺)

Note. Here and in Tables 3–6, dash – not detected. Samples from occurrences: A-508-a – Apshak; A-509a – Fogelevskoe; A-511a, A-511b – Apshak-2; A-512a – Novoe; A-525 – Yuzhnoe; A-529(a) – Saphtarat; A-543/2 – Ashkarka-3; A-642/2 – no. 642; A-652/1 – no. 652; A-667/1a – Medvezh'e; A-671-1a, A-671-1b, A-671-2(a) – Bolshoy Apshak; A-707 – Maly Apshak; A-732/1 (a) – West Laktybashi; A-756(a) – Rudoproyavlenie 45; A-757b – Upper Apshak; A-764a – Gorely Kashy; A-820a – no. 820. #Cr = Cr / (Cr + Al + Fe³⁺); #Mg = Mg / (Mg + Fe²⁺).

Таблица 4. Химический состав пироксенов из хромититов Апшакской площади (мас. %)

Table 4. Chemical composition of pyroxenes from chromitites of the Apshak area (wt. %)

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	TiO ₂	Сумма	En	Fs	Wo
Диопсид													
1	A-511a	53.54	24.64	18.02	1.39	1.56	0.79	0.14	0.17	100.25	0.49	0.02	0.49
2	A-511a	53.86	25.91	17.74	0.98	1.28	0.44	—	0.31	100.51	0.48	0.01	0.50
3	A-511a	54.36	25.52	18.21	1.01	0.90	0.34	—	0.27	100.62	0.49	0.02	0.49
4	A-511a	54.09	25.13	18.23	1.31	1.11	0.33	—	0.22	100.42	0.49	0.02	0.49
5	A-511a	54.69	25.44	18.43	0.98	0.59	0.19	—	0.15	100.47	0.49	0.01	0.49
6	A-642/2	54.12	24.98	18.07	1.06	0.63	1.36	—	—	100.22	0.49	0.02	0.49
7	A-642/2	53.93	24.86	18.17	1.11	0.64	1.33	—	—	100.03	0.50	0.02	0.49
8	A-652/1	53.47	23.52	17.58	1.97	2.05	1.42	0.34	0.13	100.47	0.49	0.03	0.48
9	A-652/1	53.12	23.78	17.38	2.02	1.99	1.51	0.41	—	100.20	0.49	0.03	0.48
10	A-652/1	52.97	24.14	17.49	1.65	2.17	1.17	0.30	—	99.90	0.49	0.03	0.49
11	A-652/1	53.75	24.07	17.82	1.64	1.64	0.89	0.28	—	100.09	0.49	0.03	0.48
12	A-652/1	53.82	24.21	18.02	1.48	1.76	0.90	0.20	0.17	100.55	0.50	0.02	0.48
13	A-652/1	53.86	23.89	17.99	1.80	1.65	0.90	0.28	0.13	100.50	0.50	0.03	0.47
Энстатит													
14	A-5126	58.21	0.26	38.26	2.77	0.25	0.92	—	—	100.67	0.96	0.04	0.00
Кристаллохимическая формула													
1	A-511a	(Ca _{0.95} Na _{0.01}) _{0.96} (Mg _{0.97} Fe ²⁺ _{0.04} Cr _{0.02} Ti _{0.01}) _{1.04} (Si _{1.93} Al _{0.07}) _{2.00} O _{6.00}											
2	A-511a	Ca _{1.00} (Mg _{0.95} Fe ²⁺ _{0.03} Cr _{0.01} Ti _{0.01}) _{1.00} (Si _{1.94} Al _{0.05}) _{1.99} O _{6.00}											
3	A-511a	Ca _{0.98} (Mg _{0.98} Fe ²⁺ _{0.03} Cr _{0.01} Ti _{0.01}) _{1.03} (Si _{1.95} Al _{0.04}) _{1.99} O _{6.00}											
4	A-511a	Ca _{0.97} (Mg _{0.98} Fe ²⁺ _{0.04} Cr _{0.01} Ti _{0.01}) _{1.04} (Si _{1.95} Al _{0.05}) _{2.00} O _{6.00}											
5	A-511a	Ca _{0.98} (Mg _{0.99} Fe ²⁺ _{0.03} Cr _{0.01}) _{1.03} (Si _{1.97} Al _{0.03}) _{2.00} O _{6.00}											
6	A-642/2	Ca _{0.97} (Mg _{0.97} Fe ²⁺ _{0.03} Cr _{0.04}) _{1.04} (Si _{1.96} Al _{0.03}) _{1.99} O _{6.00}											
7	A-642/2	Ca _{0.97} (Mg _{0.98} Fe ²⁺ _{0.03} Cr _{0.04}) _{1.05} (Si _{1.95} Al _{0.03}) _{1.98} O _{6.00}											
8	A-652/1	(Ca _{0.91} Na _{0.02}) _{0.93} (Mg _{0.95} Fe ²⁺ _{0.06} Al _{0.02} Cr _{0.04}) _{1.07} (Si _{1.93} Al _{0.07}) _{2.00} O _{6.00}											
9	A-652/1	(Ca _{0.92} Na _{0.03}) _{0.95} (Mg _{0.94} Fe ²⁺ _{0.06} Al _{0.01} Cr _{0.04}) _{1.05} (Si _{1.92} Al _{0.08}) _{2.00} O _{6.00}											
10	A-652/1	(Ca _{0.94} Na _{0.02}) _{0.96} (Mg _{0.95} Fe ²⁺ _{0.05} Al _{0.01} Cr _{0.03}) _{1.04} (Si _{1.92} Al _{0.08}) _{2.00} O _{6.00}											
11	A-652/1	(Ca _{0.93} Na _{0.02}) _{0.95} (Mg _{0.96} Fe ²⁺ _{0.05} Al _{0.01} Cr _{0.03}) _{1.05} (Si _{1.94} Al _{0.06}) _{2.00} O _{6.00}											
12	A-652/1	(Ca _{0.93} Na _{0.01}) _{0.94} (Mg _{0.97} Fe ²⁺ _{0.04} Al _{0.01} Cr _{0.03} Ti _{0.01}) _{1.06} (Si _{1.94} Al _{0.06}) _{2.00} O _{6.00}											
13	A-652/1	(Ca _{0.92} Na _{0.02}) _{0.94} (Mg _{0.97} Fe ²⁺ _{0.05} Al _{0.01} Cr _{0.03}) _{1.06} (Si _{1.94} Al _{0.06}) _{2.00} O _{6.00}											
14	A-5126	(Mg _{1.92} Fe ²⁺ _{0.08} Cr _{0.02} Ca _{0.01}) _{2.03} (Si _{1.96} Al _{0.01}) _{1.97} O _{6.00}											

Примечание. Пробы из рудопроявлений: A-511a – Апшак-2; A-5126 – Новое; A-642/2 – № 642; A-652/1 – № 652. En = Mg / (Mg + Fe²⁺ + Ca); Fs = Fe²⁺ / (Mg + Fe²⁺ + Ca); Wo = Ca / (Mg + Fe²⁺ + Ca).

Note. Samples from occurrences: A-511a – Apshak-2; A-5126 – Novoe; A-642/2 – no. 642; A-652/1 – no. 652. En = Mg / (Mg + Fe²⁺ + Ca); Fs = Fe²⁺ / (Mg + Fe²⁺ + Ca); Wo = Ca / (Mg + Fe²⁺ + Ca).

кий состав (мас. %): 32.12–36.94 SiO₂, 29.21–35.08 CaO, 1.11–28.34 FeO_{общ}, 0.37–2.19 MgO, 0.22–27.53 Cr₂O₃, 0.18–10.30 Al₂O₃ (ЭП № 2, табл. Т4). Гранат представлен уваровитом и андрадитом (рис. 6в).

Минералы надгруппы апатита встречаются в виде изометричных включений как внутри зерен хромшпинелида, так и в интерстициях. Также они образуют удлиненные агрегаты с уваровитом, развивающимся по хромшпинелиду (рис. 5в–д). Химический состав минералов надгруппы апатита сильно варьирует (мас. %): 3.71–49.77 Sr, 6.09–40.45 Ca,

13.15–18.64 P, 0.18–1.01 Si, 29.06–40.64 O, 0.44–2.60 F (ЭП № 2, табл. Т5). По составу минералы могут быть отнесены к фторкафиту, фторстрофиту и их промежуточным разновидностям, а также стронцийсодержащему фторапатиту.

Аваруит, сульфиды, арсениды и самородные фазы, обнаруженные в виде изометричных угловатых включений как внутри рудных зерен, так и в интерстициях между ними, имеют размер зерен от 2 до 460 мкм (рис. 5е, ж, и). Химический состав аваруита (мас. %): 68.26–79.84 Ni, 0.39–3.61

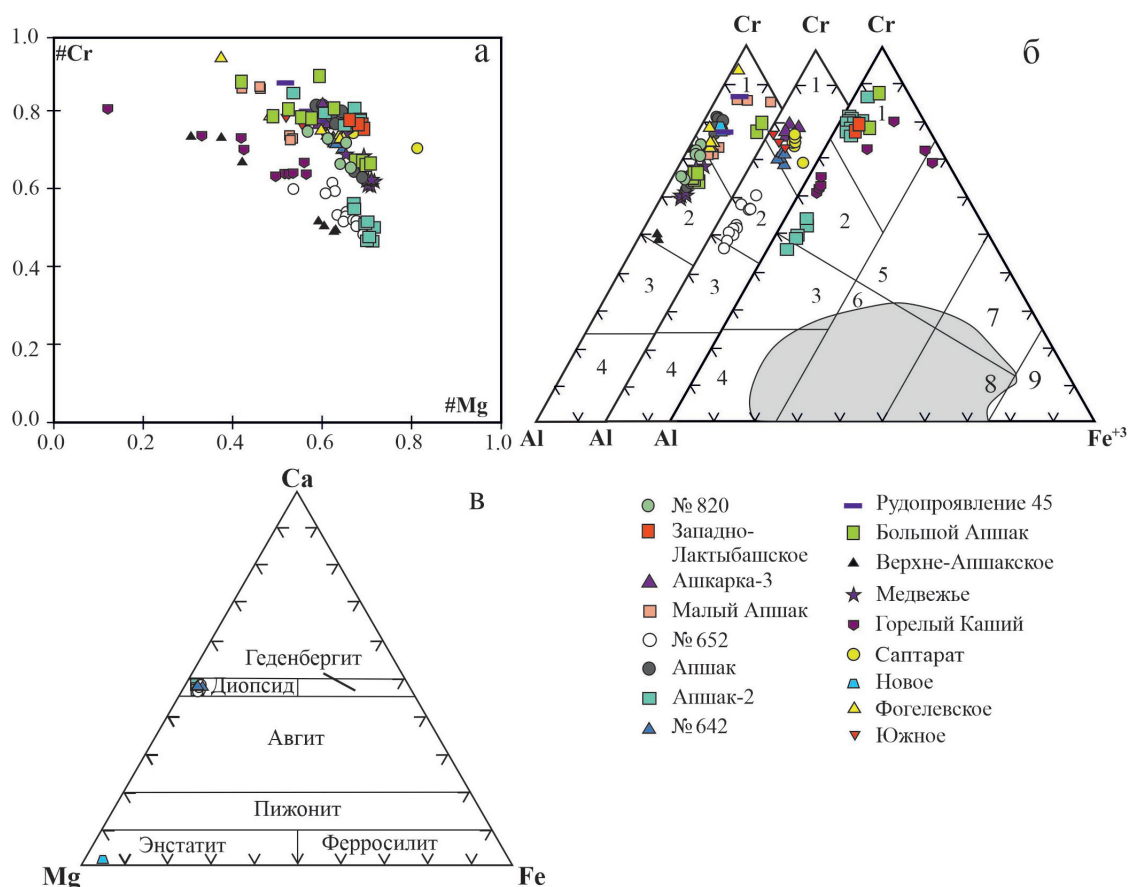


Рис. 4. Составы породообразующих и акцессорных минералов хромититов: а, б – хромшпинелиды на диаграмме #Mg–#Cr (а) и классификационной диаграмме (Deer et al., 1992) (б); в – пироксены на классификационной диаграмме (Morimoto, 1989).

1 – хромит; 2 – алюминохромит; 3 – хромпикотит; 4 – пикотит; 5 – феррихромит; 6 – феррипикотит; 7 – хроммагнетит; 8 – алюминомагнетит; 9 – магнетит.

Fig. 4. Composition of rock-forming and accessory minerals of chromitites on classification diagrams: а, б – chrome spinels on #Mg–#Cr (а) diagram and classification diagram of (Deer et al., 1992) (б); в – pyroxenes on classification diagram of (Morimoto, 1989);

1 – chromite; 2 – aluminum chromite; 3 – chromian picotite; 4 – picotite; 5 – ferrichromite; 6 – ferripicotite; 7 – chromian magnetite; 8 – aluminum-magnetite; 9 – magnetite.

Со, 18.55–28.36 Fe (ЭП № 2, табл. Т6). Сульфиды представлены кобальтсодержащим пентландитом, хизлевудитом, миллеритом и анилитом (ЭП № 2, табл. Т7). Арсениды по химическому составу относятся к маухериту и орселиту (ЭП № 2, табл. Т8). Самородные фазы ассоциируют с хизлевудитом и миллеритом в интерстициях (рис. 5ж) и по составу близки к самородной меди с примесями Ni, Fe и S (мас. %): 90.55–91.39 Cu, 7.17–8.83 Ni, 0.39–0.62 Fe, 0.22–0.23 S (ЭП № 2, табл. Т9).

Перовскит встречается в виде зерен (35–50 мкм) в интерстициональном пространстве хромититов (рис. 5в), а барит – в виде призматических включений размером 5 мкм в хромшпинелиде (рис. 5з). Химический состав перовскита (мас. %):

27.63–29.32 Ca, 34.97–35.43 Ti, 35.55–36.34 O (ЭП № 2, табл. Т10). Барит содержит (мас. %) 55.85–64.08 Ba, 0.95–6.66 Sr, 1.37 Cu, 34.75–35.29 S (ЭП № 2, Т11).

Часть минералов хромититов не может быть однозначно отнесена к мантийным или коровым (амфиболы, МПГ). Амфиболы представлены изометричными округлыми включениями (рис. 5и) размером 15–30 мкм в хромшпинелидах и реликтами (35–200 мкм) в интерстициях. Химический состав (мас. %): 2.16–2.74 Na₂O, 11.63–12.92 CaO, 19.23–22.45 MgO, 1.49–2.77 FeO_{общ.}, 7.29–11.94 Al₂O₃, 2.12–3.01 Cr₂O₃, 0.45–1.26 TiO₂, 46.36–50.25 SiO₂ (табл. 5). Согласно классификации (Leake et al., 1997), минерал близок к паргаситу (рис. 6г).

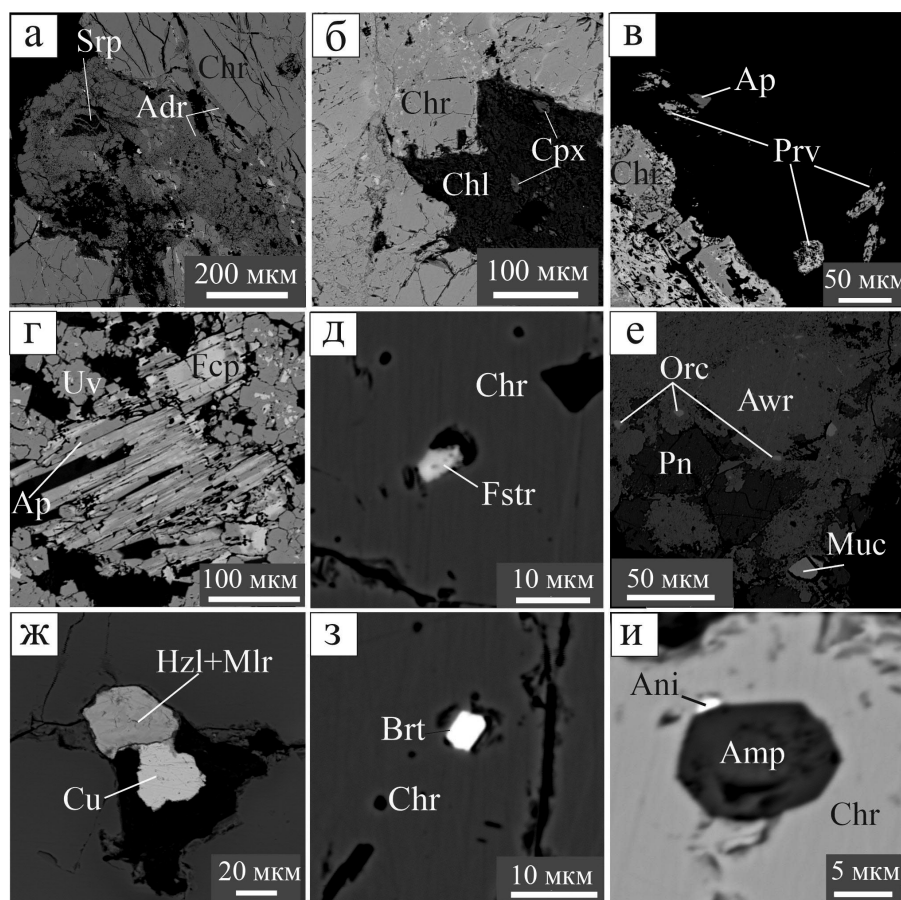


Рис. 5. Минералы вторичной ассоциации в хромититах рудопроявлений Апшакской площади: а – андрадит (Adr), развитый по зернам хромшпинелидов (Chr) и ассоциирующий с ним серпентин (Srp) (рудопроявление № 820); б – хлорит (Chl), замещающий моноклинный пироксен (Cpx) (рудопроявление Апшак-2); в – реликты зерен минерала надгруппы апатита (Ap) и перовскита (Prv) (Верхне-Апшакское рудопроявление); г – прожилки граната (Uv) с минералами надгруппы апатита (рудопроявление Апшак-2); д – включения фторстробита (Fstr) в хромшпинелиде (рудопроявление Апшак-2); е, ж – интерстициальные включения сплавов, сульфидов, арсенидов и самородных фаз между рудными зернами (е – Рудопроявление 45; ж – рудопроявление № 652); з, и – барит (Brt), амфибол (Amp) и анилит (Ani) в хромшпинелиде (з – Апшак-2; и – рудопроявление Новое).

Здесь и далее: Awr – аварунит; Cu – самородная медь; Fcp – фторкафит; Hzl – хизлевудит; Mlr – миллерит; Muc – маухерит; Orc – орселит; Pn – пентландит.

Fig. 5. Minerals of secondary assemblage in chromitite occurrences of the Apshak area: а – andradite (Adr) after chrome spinel (Chr) and associated with serpentine (Srp) (occurrence no. 820); б – chlorite (Chl) after clinopyroxene (Cpx) (Apshak-2 occurrence); в – relic grains of the mineral of the apatite supergroup (Ap) and perovskite (Prv) (Upper Apshak occurrence); г – veinlets of garnet (Uv) associated with minerals of the apatite supergroup (Apshak-2 occurrence); д – inclusions of fluorite (Fstr) in chromite spinel (Apshak-2 occurrence); е, ж – interstitial alloys, sulfides, arsenides and native phases between ore grains (е – Rudoproyavlenie 45; ж – occurrence no. 652); з, и – barite (Brt), amphibole (Amp) and anilite (Ani) in chromite spinel (з – Apshak-2 occurrence; и – Novoe occurrence).

Here and after: Awr – awaruite; Cu – native copper; Fcp – fluorcaphite; Hzl – heazlewoodite; Mlr – millerite; Muc – maucherite; Orc – orcelite; Pn – pentlandite.

МПП, обнаруженные внутри хромшпинелидов и в интерстициональном пространстве между ними, представлены однородными ($n = 21$) и полифазными ($n = 8$) изометричными и, реже, удлиненными включениями, размер которых, как правило, не превышает 10 мкм, редко, до 30 мкм. Включения характеризуются различной морфологией срезом:

несимметрично-трапецевидной (рис. 7а), брусковидной (рис. 7б), идиоморфной (рис. 7в), удлиненно-гантелеобразной (рис. 7г), призматической (рис. 7д), удлиненно-треугольной (рис. 7е), комковатой, округлой. Наибольшее количество МПП наблюдается в хромититах из рудопроявлений Западно-Лактыбашское ($n = 5$), Рудопроявление № 45 ($n = 3$),

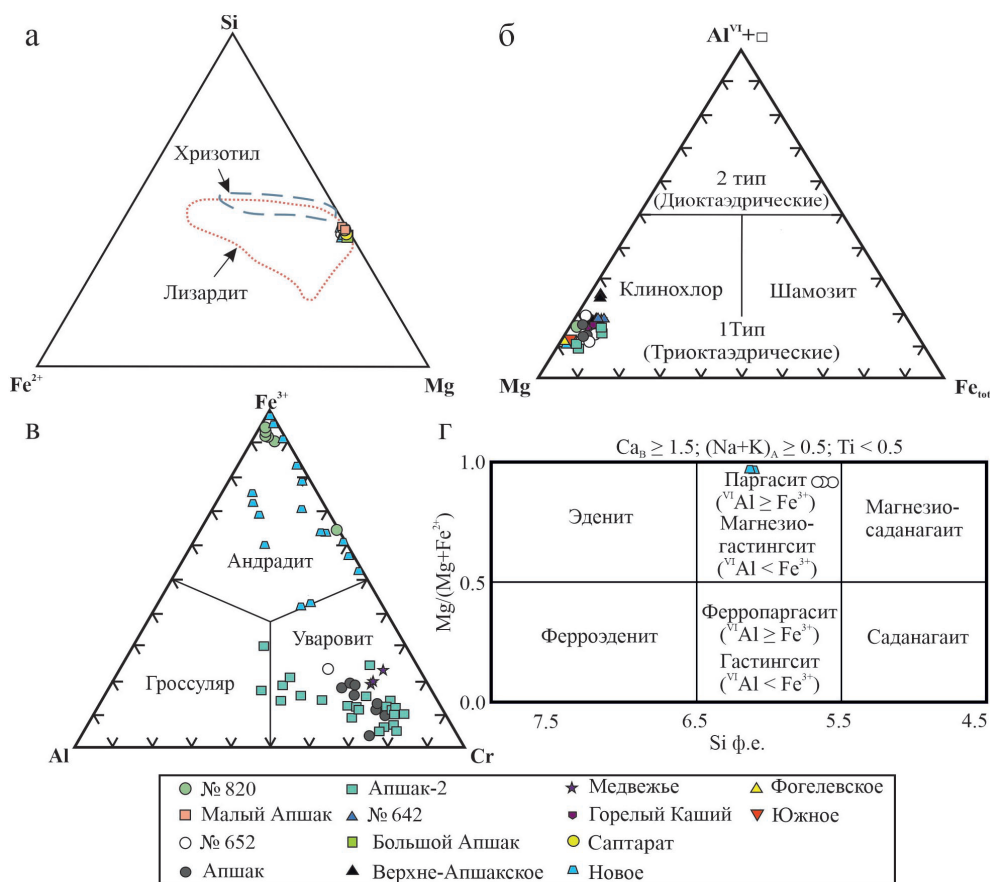


Рис. 6. Составы аксессуарных минералов в хромититах рудопоявлений Апшакской площади на классификационных диаграммах: а – серпентин (D'Antonio, Kristensen, 2004); б – хлорит (Zane, Weiss, 1998); в – гранаты (Štubňa et al., 2019); г – амфиболы (Leake et al., 1997).

Fig. 6. Composition of accessory minerals in chromitite occurrences of the Apshak area on classification diagrams: а – serpentine (D'Antonio, Kristensen, 2004); б – chlorite (Zane and Weiss, 1998); в – garnets (Štubňa et al., 2019); г – amphiboles (Leake et al., 1997).

Саптарат (n = 3), Новое (n = 3) (рис. 8а). По составу МПГ соответствуют сульфидам и сульфосаренидам Ru-Os-Ir, реже арсенидам Rh (рис. 8б, табл. 6). Самым распространенным МПГ является лаурит (n = 25 или 78 % всех находок), за которым следуют ирарсит (n = 3) и купроиридсит (n = 2), единичные находки представлены эрликманитом и закаринитом (рис. 8в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наши исследования позволили расширить минералогию хромититов изученной площади по сравнению с предыдущими данными. Несмотря на то, что составы рудообразующих хромшпинелидов изученных рудопоявлений варьируют, в целом, отмечается преобладание высокохромистых разновидностей, что типично для хромититов мантийного

разреза массивов Крака (Савельев, 2018) и отличается от многих других массивов Южного (Кемпирсай) и Полярного (Рай-Из, Сыум-Кей, Войкаро-Сынынский) Урала, которые содержат руды со значительными вариациями состава хромшпинелидов по отношению Cr/Al (Макеев, Брянцинова, 1999; Первозчиков и др., 2000).

Оценка Р-Т условий формирования хромититов

Хромититы изученных проявлений отличаются степенью и условиями проявления наложенных процессов. Хромититы, локализованные в серпентинитах, наиболее катаклазированы, минеральный состав интерстициального пространства в них самый разнообразный. Сохранение состава первичного хромита и отсутствие «железистого»

Таблица 5. Химический состав паргасита из хромититов Апшакской площади (мас. %)
Table 5. Chemical composition of pargasite from chromitites of the Apshak area (wt. %)

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	FeO	TiO ₂	NiO	Сумма
1	A-5126	50.25	22.45	11.68	7.47	3.01	2.74	1.50	0.46	–	99.57
2	A-5126	49.61	22.17	11.63	7.29	2.99	2.74	1.56	0.45	–	98.45
3	A-652/1	46.66	19.59	12.76	11.74	2.12	2.34	2.63	1.22	–	99.07
4	A-652/1	46.36	19.23	12.92	11.14	2.34	2.16	2.64	1.11	0.17	98.08
5	A-652/1	46.45	19.64	12.89	11.94	2.17	2.33	2.77	1.26	0.17	99.62
№ п/п	№ обр.	Кристаллохимическая формула									
1	A-5126	Na _{1.00} (Ca _{1.53} Na _{0.30} Fe ²⁺ _{0.15} Mg _{0.01}) _{2.00} (Mg _{4.08} (Cr _{0.58} Al _{0.30} Ti _{0.04}) _{0.92}) _{5.00} (Si _{6.14} Al _{1.86}) _{8.00} O _{22.00} (OH) _{2.00}									
2	A-5126	Na _{1.00} (Ca _{1.54} Na _{0.32} Fe ²⁺ _{0.14}) _{2.00} (Mg _{4.09} (Cr _{0.58} Al _{0.26} Ti _{0.04} Fe ²⁺ _{0.02}) _{0.91}) _{5.00} (Si _{6.14} Al _{1.86}) _{8.00} O _{22.00} (OH) _{2.00}									
3	A-652/1	Na _{1.00} (Ca _{1.65} Fe ²⁺ _{0.26} Na _{0.09}) _{2.00} (Mg _{3.52} (Al _{0.96} Cr _{0.40} Ti _{0.11} Fe ²⁺ _{0.01}) _{1.48}) _{5.00} (Si _{5.62} Al _{2.38}) _{8.00} O _{22.00} (OH) _{2.00}									
4	A-652/1	Na _{1.00} (Ca _{1.70} Fe ²⁺ _{0.27} Na _{0.03}) _{2.00} (Mg _{3.52} (Al _{0.91} Cr _{0.45} Ti _{0.10} Ni _{0.02}) _{1.48}) _{5.00} (Si _{5.69} Al _{2.31}) _{8.00} O _{22.00} (OH) _{2.00}									
5	A-652/1	Na _{1.00} (Ca _{1.66} Fe ²⁺ _{0.26} Na _{0.08}) _{2.00} (Mg _{3.51} (Al _{0.93} Cr _{0.41} Ti _{0.11} Ni _{0.02} Fe ²⁺ _{0.02}) _{1.49}) _{5.00} (Si _{5.56} Al _{2.44}) _{8.00} O _{22.00} (OH) _{2.00}									

Примечание. Пробы из рудопроявлений: A-5126 – Новое; A-652/1 – № 652.

Note. Samples from ore occurrences: A-5126 – Novoe; A-652/1 – no. 652.

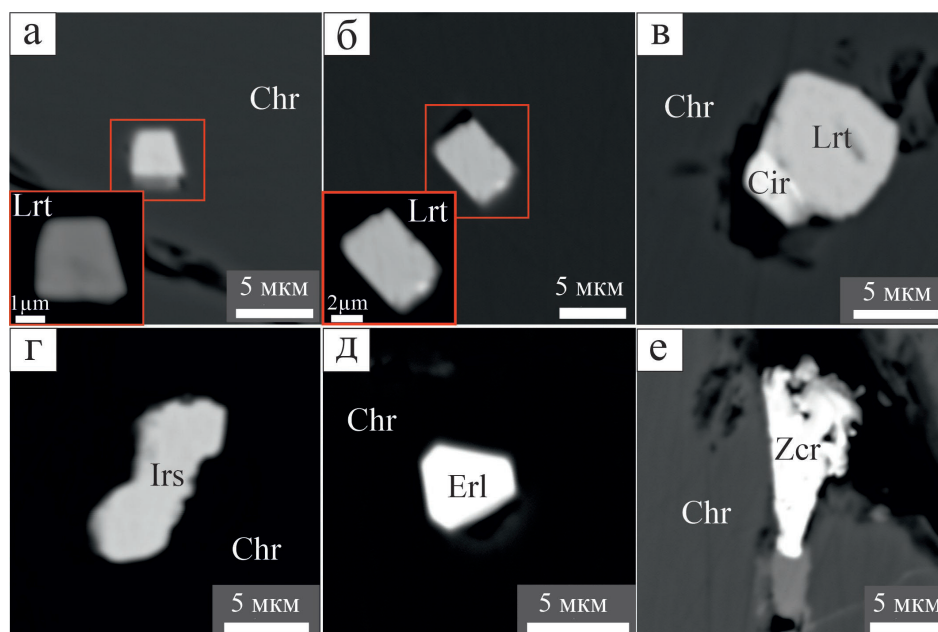


Рис. 7. Акцессорные минералы рудопроявлений Ашкарка-3 (а), Западно-Лактыбашское (б), Саптарат (в), Апшак (г), Медвежье (д) и Новое (е): а–д – включения лаурита (Lrt), купроиридита (Cir), ирарсита (Irs) и эрликманита (Erl) в хромшпинелиде; е – заккаринит (Zcr) в интерстиции между рудными зернами.

Fig. 7. Accessory minerals of the Ashkarka-3 (a), West Laktybash (б), Saptarat (б), Apshak (г), Medvezh'e (д) and Novoe (е) occurrences: а–д – inclusions of laurite (Lrt), cuproiridsite (Cir), irarsite (Irs) and erlichmanite (Erl) in chromian spinel; е – interstitial zaccarinite (Zcr) between ore grains.

тренда указывает на относительно низкую температуру изменений, соответствующую цеолитовой и низам зеленосланцевой фаций (<300 °C) (Савельев и др., 2009), в отличие от хромититов месторождений Полярного Урала, претерпевших коровый метаморфизм амфиболитовой фации (Макеев, Брянчанинова, 1999; Вахрушева и др., 2017).

Для большинства изученных образцов хромититов характерны субсолидусные температуры равновесий (650–850 °C) в паре оливин-хромшпинелид и положительные значения фугитивности кислорода ($\Delta \log f_{O_2}(FMQ) = +0.1...+2.6$) (рис. 9), что типично для подформных хромититов (Чашухин, Вотяков, 2009; Вахрушева и др., 2017; Saveliev,

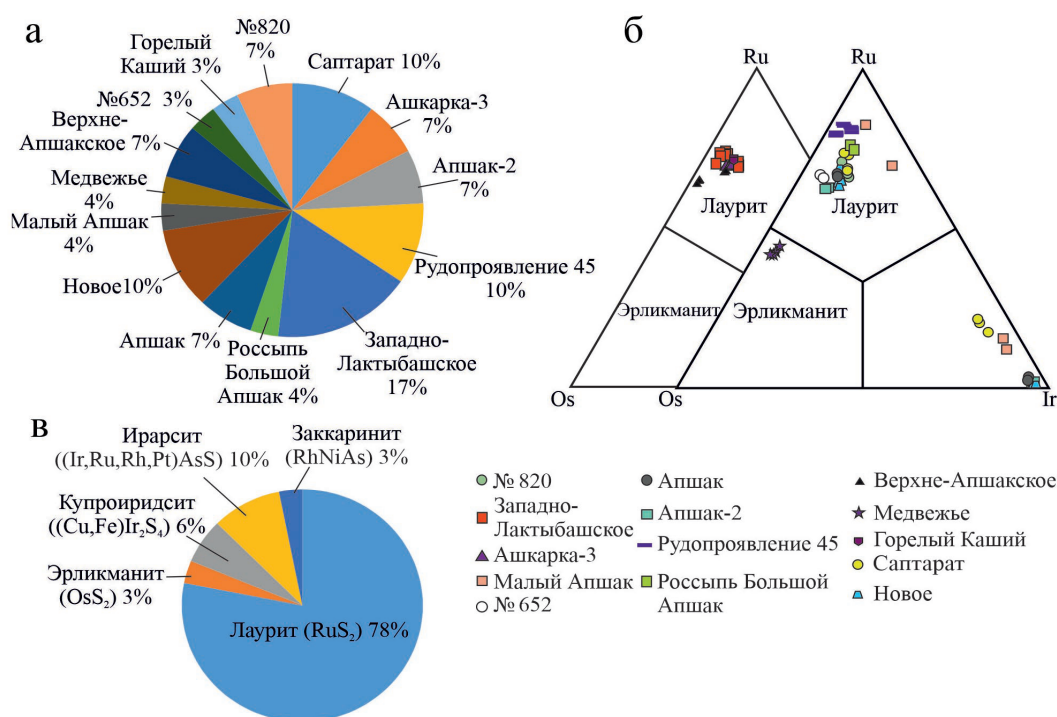


Рис. 8. Распределение МПГ в хромититах рудопроявлений Апшакской площади: а – количество включений МПГ (n = 29); б – треугольные диаграммы для тугоплавких платиноидов; в – количество обнаруженных минеральных фаз (n = 32).

Fig. 8. PGM distribution in chromitite occurrences of the Apshak area: а – number of PGM inclusions (n = 29); б – ternary diagrams for IPGM; в – number of identified mineral phases (n = 32).

2024). Положительные значения фугитивности кислорода отражают окислительные условия формирования пород в мантии. Это подтверждается высокими форстеритовым миналом ($Fo = 0.94–0.97$) (ЭП № 2, табл. Т1) в оливине и хромистостью ($\#Cr = 0.70–0.95$) в хромшпинелидах (рис. 4а, табл. 3). Температуры и фугитивность кислорода, а также содержание форстеритового минала в оливине, скорее всего, являются результатом катионного обмена Mg^{2+} и Fe^{2+} между оливином и хромитом на субсолидусной стадии (Melcher et al., 1997; Hu et al., 2022) и фиксируют стадию остывания рести́та.

Считается, что температуры, рассчитанные по оливин-хромшпинелевым геотермометрам, фиксируют завершение обменных реакций между этими минералами, оторванные по времени от процесса частичного плавления (например, Базылев, 2003). В работе (Hu et al., 2022) показано, что и оценка фугитивности кислорода в данном случае будет завышена. Авторами цитируемой работы получена аналогичная нашей оценка fO_2 и проведен пересчет на предполагаемую температуру частичного плавления мантийного источника (1300–1400 °C), что дало скорректированную оценку значе-

ний в диапазоне $\Delta \log fO_2(FMQ)$ от +0.2 до +0.4. Не подвергая сомнению правильность предложенного подхода, необходимо отметить, что даже нескорректированная оценка fO_2 во вмещающих перидотитах обычно дает интервал $\Delta \log fO_2(FMQ)$ от –1.5 до –0.5 (Saveliev et al., 2022).

Условия образования второстепенных и акцессорных минералов хромититов

Вторичные минералы по генезису можно подразделить на три подгруппы. Первая связана с минералами, сформировавшимися в ходе процессов низкотемпературной серпентинизации при температурах ниже 300 °C (цеолитовая и низы зеленосланцевой фаций). К этой группе относится серпентин. Вторая подгруппа включает минералы, сформировавшиеся в результате проработки хромититов флюидами различного состава (содержащие хлориды, фтор и другие соединения) в коровых условиях при температурах 300–500 °C (зеленосланцевая фация) (Банников, 1983; Melcher et al., 1997). В данную группу входят хлориты, минералы надгруппы апатита, гранаты, сульфиды (за исключением кобальтсодержащего пентландита), арсениды,

Таблица 6. Химический состав некоторых зерен МПГ в хромититах Апшакской площади (мас. %)
 Table 6. Chemical composition of selected grains of platinum group minerals from chromitites of the Apshak area (wt. %)

№ обр.	Ir	Os	Ru	Rh	Ni	Fe	Cu	Pd	As	S	Сумма	Кристаллохимическая формула	Минерал
A-508-а	64.05	—	0.66	1.86	—	0.82	—	—	21.39	10.97	99.74	$(\text{Ir}_{1.00}\text{Rh}_{0.05}\text{Fe}_{0.04}\text{Ru}_{0.02})_{1.11}\text{As}_{0.86}\text{S}_{1.03}$	Ирарсит
A-508-а	56.80	—	0.76	3.26	—	0.67	—	—	25.39	13.02	99.89	$(\text{Ir}_{0.81}\text{Rh}_{0.09}\text{Fe}_{0.03}\text{Ru}_{0.02})_{0.95}\text{As}_{0.93}\text{S}_{1.12}$	Ирарсит
A-508б	9.34	16.77	35.80	1.66	—	0.87	—	0.42	1.31	33.68	99.85	$(\text{Ru}_{0.67}\text{Os}_{0.17}\text{Ir}_{0.09}\text{Rh}_{0.03}\text{Fe}_{0.03}\text{Pd}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.98}\text{As}_{0.03})_{2.01}$	Лаурит
A-512а	8.69	14.48	35.98	2.33	—	1.11	2.08	—	0.31	34.86	99.83	$(\text{Ru}_{0.65}\text{Os}_{0.14}\text{Ir}_{0.08}\text{Cu}_{0.06}\text{Rh}_{0.04}\text{Fe}_{0.04})_{1.01}(\text{S}_{1.99}\text{As}_{0.01})_{2.00}$	Лаурит
A-512б	—	—	—	42.97	25.08	1.05	—	—	30.83	—	99.93	$\text{Rh}_{0.98}(\text{Ni}_{1.01}\text{Fe}_{0.04})_{1.05}\text{As}_{0.97}$	Заккаринит
A-512б	—	—	—	42.96	24.98	1.04	—	—	30.95	—	99.92	$\text{Rh}_{0.98}(\text{Ni}_{1.00}\text{Fe}_{0.04})_{1.04}\text{As}_{0.97}$	Заккаринит
A-529(а)	55.93	—	—	6.75	0.22	1.07	10.23	—	—	25.64	99.84	$(\text{Cu}_{0.84}\text{Ni}_{0.02}\text{Fe}_{0.10})_{0.96}(\text{Ir}_{1.52}\text{Rh}_{0.34})_{1.86}\text{S}_{4.18}$	Купроиридсит
A-529(а)	56.70	—	—	6.70	0.21	1.27	10.56	—	—	24.20	99.64	$(\text{Cu}_{0.89}\text{Ni}_{0.02}\text{Fe}_{0.12})_{1.03}(\text{Ir}_{1.38}\text{Rh}_{0.35})_{1.93}\text{S}_{4.04}$	Купроиридсит
A-529(а)	11.05	13.45	37.69	1.20	0.39	0.72	—	0.41	—	34.98	99.90	$(\text{Ru}_{0.69}\text{Os}_{0.13}\text{Ir}_{0.11}\text{Fe}_{0.02}\text{Rh}_{0.02}\text{Ni}_{0.01}\text{Pd}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.01}$	Лаурит
A-543/2(а)	8.27	17.23	37.26	0.61	0.23	0.79	—	0.50	—	34.98	99.87	$(\text{Ru}_{0.68}\text{Os}_{0.17}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.03}\text{Rh}_{0.01}\text{Pd}_{0.01}\text{Ni}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.02}$	Лаурит
A-652/1	5.88	20.35	34.10	—	0.69	3.21	1.72	0.64	—	32.69	99.28	$(\text{Ru}_{0.63}\text{Os}_{0.20}\text{Fe}_{0.11}\text{Ir}_{0.06}\text{Cu}_{0.05}\text{Ni}_{0.02}\text{Pd}_{0.01})_{1.08}\text{S}_{1.92}$	Лаурит
A-667/1б	4.29	41.40	20.46	—	—	0.84	—	—	—	32.91	99.90	$(\text{Os}_{0.44}\text{Ru}_{0.41}\text{Ir}_{0.05}\text{Fe}_{0.03})_{0.93}\text{S}_{2.08}$	Эрликманит
A-667/1б	5.04	41.68	20.65	—	—	—	—	—	—	32.51	99.89	$(\text{Os}_{0.45}\text{Ru}_{0.42}\text{Ir}_{0.05})_{0.92}\text{S}_{2.08}$	Эрликманит
A-671-2(а)	8.37	9.94	42.85	1.59	—	0.70	—	0.40	—	36.05	99.91	$(\text{Ru}_{0.76}\text{Os}_{0.09}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.02}\text{Rh}_{0.03}\text{Pd}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.01}$	Лаурит
A-707	19.51	—	32.23	3.10	2.32	3.13	—	—	9.84	29.72	99.86	$(\text{Ru}_{0.60}\text{Ir}_{0.19}\text{Fe}_{0.10}\text{Ni}_{0.07}\text{Rh}_{0.06})_{1.02}(\text{S}_{1.73}\text{As}_{0.25})_{1.98}$	Лаурит
A-715/1б	9.30	20.63	34.28	0.56	—	0.59	—	—	0.90	33.60	99.87	$(\text{Ru}_{0.65}\text{Os}_{0.21}\text{Ir}_{0.09}\text{Fe}_{0.02}\text{Rh}_{0.01})_{0.98}(\text{S}_{2.00}\text{As}_{0.02})_{2.02}$	Лаурит
A-715/1б	8.89	21.03	34.17	0.55	—	0.66	—	—	0.88	33.69	99.87	$(\text{Ru}_{0.64}\text{Os}_{0.21}\text{Ir}_{0.09}\text{Fe}_{0.02}\text{Rh}_{0.01})_{0.97}(\text{S}_{2.00}\text{As}_{0.02})_{2.02}$	Лаурит
A-715/1б	57.16	—	0.65	2.38	0.69	0.69	—	—	25.52	12.79	99.88	$(\text{Ir}_{0.82}\text{Rh}_{0.06}\text{Fe}_{0.03}\text{Ni}_{0.03}\text{Ru}_{0.02})_{0.96}\text{As}_{0.94}\text{S}_{1.10}$	Ирарсит
A-715/1б	57.08	—	0.61	3.63	0.25	0.60	—	—	25.57	12.18	99.91	$(\text{Ir}_{0.83}\text{Rh}_{0.10}\text{Fe}_{0.03}\text{Ni}_{0.01}\text{Ru}_{0.02})_{0.99}\text{As}_{0.95}\text{S}_{1.06}$	Ирарсит
A-732/1(б)	3.50	18.72	41.36	—	—	0.70	—	—	—	35.58	99.86	$(\text{Ru}_{0.74}\text{Os}_{0.18}\text{Ir}_{0.03}\text{Fe}_{0.02})_{0.97}\text{S}_{2.02}$	Лаурит
A-756(а)	2.29	10.50	45.11	4.26	—	0.48	—	—	—	37.26	99.91	$(\text{Ru}_{0.78}\text{Os}_{0.10}\text{Rh}_{0.07}\text{Ir}_{0.02}\text{Fe}_{0.02})_{0.99}\text{S}_{2.02}$	Лаурит
A-757а	7.82	19.23	36.66	—	—	1.04	—	—	—	35.16	99.91	$(\text{Ru}_{0.67}\text{Os}_{0.19}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.03})_{0.97}\text{S}_{2.03}$	Лаурит
A-764а	7.87	15.40	39.76	—	—	0.97	—	—	—	35.89	99.90	$(\text{Ru}_{0.71}\text{Os}_{0.15}\text{Ir}_{0.07}\text{Fe}_{0.03})_{0.96}\text{S}_{2.03}$	Лаурит
A-820а	8.89	14.49	39.23	0.92	—	0.80	—	0.36	—	35.18	99.87	$(\text{Ru}_{0.71}\text{Os}_{0.14}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.03}\text{Rh}_{0.02}\text{Pd}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.01}$	Лаурит
A-820а	8.45	14.16	40.11	1.00	—	0.81	—	—	—	35.35	99.88	$(\text{Ru}_{0.72}\text{Os}_{0.14}\text{Ir}_{0.08}\text{Fe}_{0.03}\text{Rh}_{0.02})_{0.99}\text{S}_{2.02}$	Лаурит

Примечание. Пробы из рудопроявлений: A-508-а, A-508б – Апшак; A-512а, A-512б – Новое; A-529(а) – Саптарат; A-543/2(а) – Апшак-3; A-652/1 – № 652; A-667/1б – Медвежье; A-671-2(а) – Большой Апшак; A-707 – Фогелевское; A-715/1б – Апшак-2; A-732/1(б) – Западно-Лактыбашское; A-756(а) – Рудопроявление 45; A-757а – Верхне-Апшакское; A-764а – Горелый Каший; A-820а – № 820.

Note. Samples from ore occurrences: A-508-а, A-508б – Apshak; A-512а, A-512б – Novoe; A-529 (а)– Sapatarat; A-543/2(а) – Ashkarka-3; A-652/1 – no. 652; A-667/1б – Medvezh'e; A-671-2(а) – Bolshoy Apshak; A-707 – Foglevskoe; 715/1б – Apshak-2; A-732/1(а) – West Laktybash; A-756(а) – Rudoproyavlenie 45; A-757а – Upper Apshak; A-764а – Gorely Kashy; A-820а – no. 820.

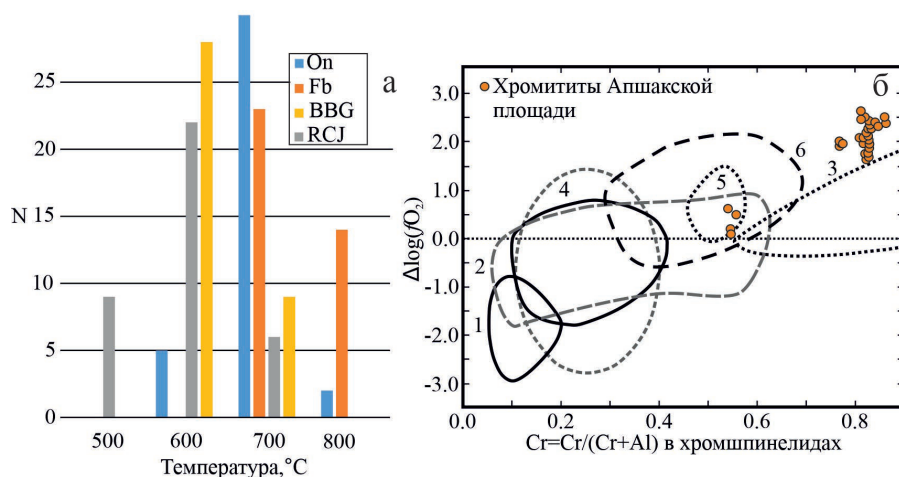


Рис. 9. Температуры минеральных равновесий в парах оливин-хромшпинелид (а) и фугитивность кислорода (б) для хромитов Апшакской площади, рассчитанные по геотермометрам и геобарометрам (Fabries, 1979; Roeder et al., 1979; Ono, 1983; Ballhaus et al., 1991).

а: On – Ono, 1983; Fb – Fabries, 1979; BBG – Ballhaus-Berry-Green (1991); RCJ – Roeder-Campbel-Jamieson (1979).

б: 1–3 – перидотитовые ксенолиты: 1 – примитивные; 2 – слабометасоматизированные; 3 – интенсивно метасоматизированные; 4; 5 – абиссальные перидотиты; 6 – перидотиты островных дуг (Ahmed et al., 2016; Arai, Ishimaru, 2008; Parkinson, Pearce, 1998).

Fig. 9. Temperatures of mineral equilibria in olivine-chromian spinel pairs (a) and oxygen fugacity (b) for chromitites of the Apshak area calculated using geothermometers and geobarometers from (Fabries, 1979; Roeder et al., 1979; Ono, 1983; Ballhaus et al., 1991).

а: On – Ono, 1983; Fb – Fabries, 1979; BBG – Ballhaus-Berry-Green (1991); RCJ – Roeder-Campbel-Jamieson (1979).

б: 1–3 – peridotite xenoliths: 1 – primitive; 2 – weakly metasomatized; 3 – intensely metasomatized; 4; 5 – abyssal peridotites; 6 – island arc peridotites (Ahmed et al., 2016; Arai, Ishimaru, 2008; Parkinson, Pearce, 1998).

самородные фазы, перовскит и барит. Помимо обнаруженных низкотемпературных акцессорных минералов другими исследователями в хромититах Кемпир-сая установлены гидрогранаты, Mn-ильменит, сфен, циркелит (Melcher et al., 1997). Миллерит, анилит, самородная медь и хизлевудит, как и арсениды, могли образоваться в коровых условиях (Klein, Bach, 2009). Хизлевудит образовался из пентландита при температурах ниже 550 °C (Bussolesi et al., 2022). Никелевые арсениды (маухерит, орселит) вероятно образовались при низких температурах (<500 °C) в результате проработки хромититов флюидами, насыщенными As и Ni, как это характерно для диенерита и гарутита в хромититах массива Средний Крака (Garuti et al., 2021). К третьей можно отнести аварунит, который не попадает в вышеперечисленные подгруппы из-за неоднозначного механизма образования. Он мог образоваться при десульфуризации пентландита (Kutyrev et al., 2023) или при замещении оливина в процессе серпентинизации (Klein, Bach, 2009; Сандиминова и др., 2016; Britten, 2017). В лерцолитах массива Северный Крака аварунит и хизлевудит образовались из пентландита, что можно предположить и для изученной площади (Савельев, Гатауллин, 2023).

Большая часть амфиболов из включений в хромититах рудопроявлений Апшакской площади имеет магматический генезис. Об этом свидетельствует расположение фигуративных точек их составов на дискриминантных диаграммах в поле магматических амфиболов (рис. 10а), для которых предполагается мантийный источник (рис. 10б). Сохранность высокоглиноземистых составов амфиболов во включениях из зерен хромита может объясняться следующим образом. Ранее зафиксированы ассоциации сосуществующих необластов хромшпинелида и амфибола, выделившихся в результате деформационно-индуцированного распада энстатита (Савельев и др., 2017; Saveliev et al., 2022; Saveliev, 2021), причем в некоторых случаях отмечался неполный захват зерен амфибола растущими кристаллами хромшпинелида. Мы полагаем, что в ходе прогрессирующего пластического течения ультрамафитов происходило укрупнение зерен хромита («сильная фаза»), а захваченные им включения силикатов («слабые фазы») капсулировались в нем, как в непроницаемом контейнере. При этом ионный обмен между рудообразующим хромшпинелидом и заключенным в нем амфиболом был

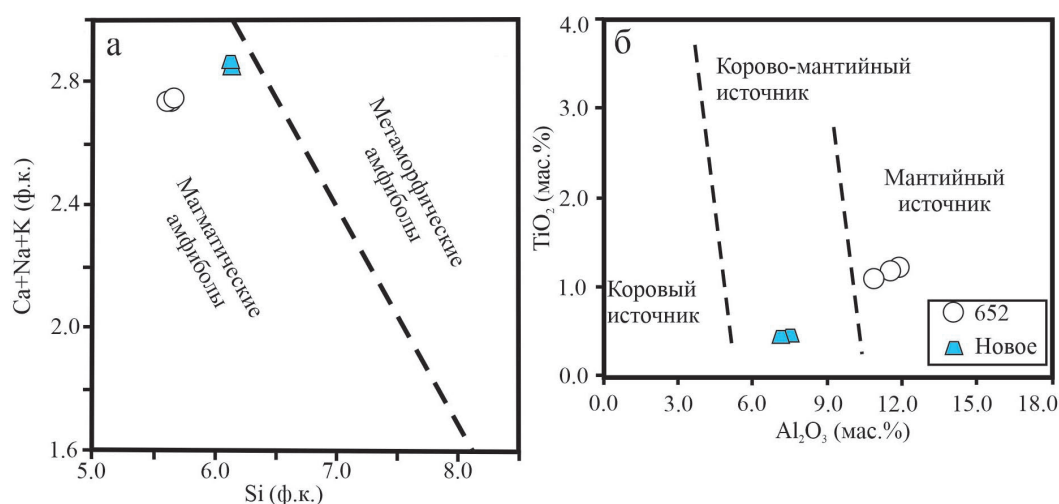


Рис. 10. а – Распределение формульных коэффициентов в амфиболах на диаграмме Si – Ca + Na + K (Czamanske, Wones, 1973); б – соотношение Al_2O_3 и TiO_2 (мас. %) в амфиболах (Changyi, Sanyuan, 1984).

Fig. 10. а – Distribution of formula units in amphiboles on Si – Ca + Na + K diagram (Czamanske, Wones, 1973); б – correlation between Al_2O_3 and TiO_2 (wt. %) in amphiboles (Changyi, Sanyuan, 1984).

затруднен, что подтверждается высокими значениями хромистости рудообразующих хромшпинелидов в подавляющем большинстве рудопроявлений ($\#Cr = 0.7-0.9$). Некоторые фигуративные точки на дискриминационных диаграммах попадают в поле амфиболов со смешанным (корово-мантийным) источником (рис. 10б). Не исключено, что они могли образоваться, как и вышеперечисленные вторичные минералы, в коровых условиях.

Механизм образования МПГ в хромититах дискусионен. В работе (González-Jiménez et al., 2014a) предложено три сценария происхождения МПГ во внутренних частях зерен хромита из офиолитовых хромититов. Первый предполагает реститовый генезис МПГ. В частности, остаточные фазы, такие как лаурит или сплавы Os-Ir, могли образоваться в результате распада ранее существовавших первичных сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит), содержавших небольшие количества элементов платиновой группы (ЭПГ). Накопление ЭПГ вплоть до образования МПГ могло происходить при твердофазном росте кристаллов хромита в ходе пластического течения рестита (Савельев, 2024; Saveliyev, 2024). Второй механизм предполагает, что МПГ образовались после хромититов. Хромиты могут быть перенесены вглубь мантии в результате процессов субдукции. Они, вероятнее всего, проработаны метасоматическими флюидами/расплавами, которые способствовали осаждению МПГ. Третий механизм включает частичное или полное разрушение МПГ и их перекристаллизацию

в ходе полифазного метаморфизма или рециклинга хромититов в более глубокой мантии.

Сульфоарсениды Ir и арсениды Rh могли образоваться в результате гидротермальной проработки хромититов в условиях континентальной коры (Савельев, 2024). Для последних МПГ (закаринита) также предлагается генезис, обусловленный растворением мантийных сульфидов Os-Ir-Ru метасоматическими астеносферными флюидами (Киселева и др., 2014). Для более точного понимания генезиса включений МПГ в хромититах Апшакской площади и массивов Крака в целом необходимо вовлечение в исследование большего числа образцов, увеличение статистики и более детальные прецизионные исследования, возможно – с применением методов микроструктурного анализа.

ВЫВОДЫ

Изучен минеральный состав хромититов Апшакской площади массива Южный Крака. Породообразующие и акцессорные минералы по условиям образования можно разделить на три группы: 1) первичные, образовавшиеся в мантийных условиях (хромшпинелиды, оливин, ромбический и моноклинный пироксен); 2) вторичные, сформировавшиеся в коровых условиях (серпентин, хлорит, гранаты, минералы надгруппы апатита, сплавы, подавляющее большинство сульфидов, арсениды, самородные фазы Fe, Ni, Cu, перовскит, барит); 3) с неоднозначным генезисом (амфиболы, МПГ).

По химическому составу хромшпинелиды соответствуют хромиту, алюмохромиту (реже – хромпикотиту, феррихромиту). Оливин представлен форстеритом (Fo_{94-97}); пироксены – энстатитом и диопсидом; серпентин – лизардитом; хлориты – клинохлором; гранаты – уваровитом и андрадитом; минералы надгруппы апатита – фторкафитом, фторстрофитом, их промежуточными разностями, стронций-содержащим фторапатитом; сплавы – аваруитом; сульфиды – кобальтсодержащим пентландитом, хизлевудитом, миллеритом, анилитом; арсениды – маухеритом, орселитом; самородные фазы – медью; амфиболы – паргаситом; платиноиды – лауритом, эрликманитом, купроиридситом, ирарситом, закаринитом.

Образование хромитов происходило в условиях верхней мантии, завершившись в субсолидусных условиях и окислительной обстановке. Об этом свидетельствуют расчетные температуры ($650\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$) и фугитивность кислорода ($\Delta\log(f\text{O}_2) = +0.1 \dots +2.6$). Температуры и фугитивность кислорода, а также содержание форстеритового минала в оливине ($\text{Fo} = 0.94\text{--}0.97$), скорее всего, являются результатом катионного обмена Mg^{2+} и Fe^{2+} между оливином и хромитом на субсолидусной стадии и фиксируют стадию остывания рестита. В дальнейшем они испытали холодную ($300\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$) тектоническую переработку при подъеме массивов в верхние горизонты земной коры, что сопровождалось воздействием на них гидротермальных растворов. На этой стадии образовалась ассоциация вторичных минералов. Аваруит и хизлевудит, скорее всего, имеют мантийную природу.

Неоднозначный генезис характерен для амфиболов. На магматическую природу паргасита указывает содержания Al_2O_3 11.14–11.94 мас. %. В тоже время некоторые составы попадают на дискриминационной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$ в поле с корово-мантийным источником.

Механизм концентрации МПГ остается дискуссионным. Одним из наиболее вероятных для сульфидов Ru-Os-Ir представляется реститовый генезис, причем поступление ЭПГ могло осуществляться либо из ранее существовавших сульфидов, содержащих ЭПГ, либо при твердофазном перераспределении в хромитовых зернах примесных атомов ЭПГ в ходе пластической деформации. Сульфиды арсениды и арсениды, вероятнее всего, кристаллизовались в результате гидротермальной проработки хромитов при низких температурах ($<500\text{ }^{\circ}\text{C}$).

ЛИТЕРАТУРА

Базылев Б.А. (2003) Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов. Дисс. на соиск. степ. докт. геол.-мин. наук. Москва, 438 с.

Банников О.Л. (1983) Баланс вещества при серпентинизации альпинотипных гипербазитов и некоторые общие проблемы генезиса серпентинитов / Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, ИГТ СО АН СССР, 2, 5–18.

Варлаков А.С. (1978) Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала / Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 63–82.

Варлаков А.С. (1986) Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск, УНЦ АН СССР, 224 с.

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. (2017) Петрология и хромитовосность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург, ИГТ УрО РАН, 265 с.

Келлер Б.М. (1949) Флишевая формация палеозоя в Зилаирской синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Труды Института геологических наук СССР, вып. 104, геологическая серия, 34, 172 с.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. (2014) Состав и эволюция платинометальной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян). Геология и геофизика, 55(2), 333–349. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG201400209>

Клочихин А.В., Радченко В.В., Буряченко А.В. (1969ф) Геологическое строение северной части Зилаирского мегасинклинория и сопредельных территорий: отчет Кагармановской геолого-съёмочной партии о геологической съёмке масштаба 1 : 50 000 за 1962–1969 гг. Уфа, БТГФ, Т. 1, 364 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю. (2006) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIII. Белорецк. Объяснительная записка. Уфа, ОАО «Башкиргеология», 194 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40 (Уфа). Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 512 с.

Ларионов Н.Н., Бергазов И.Р., Грановская Н.В., Нигматуллина А.М. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-

XXII (Тузан). Объяснительная записка. М., МФ ВСЕ-ГЕИ, 247 с.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. (1999) Топоми-нералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб, Наука, 252 с.

Москалева С.В. (1974) Гипербазиты и их хроми-тоносность. Л., Недра, 279 с.

Перевозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И., Орфаницкий В.Л., Андреев М.И., Сначев В.И., Данилен-ко С.А., Черкасов В.Л., Ченцов А.М., Жарикова Л.Н., Ключ-ко А.А. (2000) Реестр хромитопоявлений в альпинотипных гипербазитах Урала. Пермь, КамНИИКИГС, 474 с.

Попова В.И., Белогуб Е.В., Рассомахин М.А., Попов В.А., Попов В.А., Хворов П.В. (2022) Мине-ралогия Поклонной горы Карабашского массива на Южном Урале. *Минералогия*, 8(4), 15–33. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-4-2>

Рахимов И.Р., Савельев Д.Е. Вишневецкий А.В. (2021) Платинометаллическая минерализация магматиче-ских комплексов Южного Урала: геолого-геодинами-ческая характеристика формаций, вопросы генезиса и перспективы. *Геодинамика и тектонофизика*, 12(2), 409–434. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0531>

Савельев Д.Е. (2018) Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромитовых ассоциаций. Уфа, Баш-кирская энциклопедия, 204 с.

Савельев Д.Е. (2024) МПГ в хромититах масси-вов Крака (Южный Урал): разнообразие и происхожде-ние. *Георесурсы*, 26(4), 275–286. <https://doi.org/10.18599/grs.2024.4.8>

Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначев В.И., Черни-кова Т.И. (2009). Серпентинизация ультрабазитов Кыш-тымской площади. *Геологический сборник*, 8, 129–137.

Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Зайков В.В., Сна-чев В.И., Котляров В.А., Блинов И.А. (2014) Платиноме-таллическая минерализация в ультрамафитах массива Сред-ний Крака, Южный Урал. *Руды и металлы*, 6, 33–42.

Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. (2021) Лерцолиты Азнагуловской площади (Южный Урал): состав и Р–Т–fO₂ условия образования. *Вестник Академии наук РБ*, 40(3), 15–25. <https://doi.org/10.24412/1728-5283-2021-3-15-25>

Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. (2023) Акцессор-ная платиноидная минерализация в лерцолитах масси-ва Северный Крака (Южный Урал). *Георесурсы*, 25(3), 208–215. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.3.24>

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Муса-биров И.И. (2017) О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его зна-чении для процессов частичного плавления и хромито-образования. *Доклады академии наук*, 276(2), 200–204. <https://doi.org/10.7868/S0869565217260176>

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Ба-жин Е.А. (2008) Геология, петрогеохимия и хромитонос-ность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 320 с.

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), 31–46. <https://doi.org/10.18599/GRS.2019.1.31-46>

Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 246 с.

Савельева Е.Н. (2007) Хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Крака. Дисс. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Москва, 156 с.

Сандиминова Е.И., Сидоров Е.Г., Чубаров В.М. (2016) Акцессорные минералы железа и никеля гипер-базитового массива горы Попутной (Восточная Камчат-ка). *Записки Российского минералогического общества*, 144(2), 71–82.

Тиховидов С.Ф. (1932ф) Промышленный и со-кращенный предварительный геологический отчет на-чальника I Хромитовой ГРП Башгеолтреста о геолого-разведочных работах в Кагинском, Башартском и Хами-товском районах республики за 1931 г. Уфа, БТГУ, 42 с.

Фарафонтнев П.Г. (1937ф) Геология и хромитовые месторождения района перидотитовых массивов Крака на Южном Урале. Уфа, БТГУ, 238 с.

Чашухин И.С., Вотяков С.Л. (2009) Поведение эле-ментов семейства железа, оксибаро-метрия и генезис уни-кальных хромитовых месторождений Кемпирсайского мас-сива. *Геология рудных месторождений*, 51(2), 140–156.

Ahmed A.H., Moghazi A.K.M., Moufti M.R., Dawood Y.H., Ali K.A. (2016) Nature of the lithospheric mantle beneath the Arabian Shield and genesis of Al-spinel micropods: Evidence from the mantle xenoliths of Harrat Kishb, Western Saudi Arabia. *Lithos*, 240–243, 119–139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.016>

Arai S., Akizawa N. (2014) Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite. *American Mineralogist*, 99(1), 28–34. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4473>

Arai S., Ishimaru S. (2008) Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review. *Journal of Petrology*, 49, 665–695. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm069>

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. (1991) High-pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 107, 27–40.

Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arai S., B'ejina F., Abily B., Bindeman I.N., Polv'e 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, 2411–2440. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs054>

- Britten R. (2017) Regional metallogeny and genesis of a new deposit type-disseminated awaruite (Ni_3Fe) mineralization hosted in the cache Creek Terrane. *Economic Geology*, 112(3), 517–550. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.3.517>
- Bussolesi M., Grieco G., Zaccrini F., Cavallo A., Tzamos E., Storni N. (2022) Chromite compositional variability and associated PGE enrichments in chromitites from the Gomati and Nea Roda ophiolite, Chalkidiki, Northern Greece. *Mineralium Deposita*, 57, 1323–1342. <https://doi.org/10.1007/s00126-022-01109-z>
- 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, 805–831. <https://doi.org/10.2113/econgeo.76.4.805>
- Changyi J., Sanyuan A. (1984) On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3, 1–9.
- Coleman R.G. (1977) Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? Berlin, Springer, 229 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-66673-5>
- Czamanske G.K., Wones D.R. (1973) Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarks Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, the mafic silicate. *Journal of Petrology*, 14 (3), 349–380.
- D'Antonio M., Kristensen M.B. (2004) Serpentine and brucite of ultramafic clasts from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling Program Leg 196, Site 1200): Inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle. *Mineralogical Magazine*, 68, 887–904. <https://doi.org/10.1180/0026461046860229>
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals. Harlow, UK, 695 p.
- Distler V., Kryachko V., Yudovskaya M. (2008) Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex. *Mineralogy and Petrology*, 92, 31–58. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0207-3>
- Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, 329–336. <https://doi.org/10.1007/BF00372258>
- Garuti G., Pushkarev E.V., Gottman I.A., Zaccarini F. (2021) Chromite-PGM mineralization in the Iherzolite mantle tectonite of the Kraka ophiolite complex (Southern Urals, Russia). *Minerals*, 11, 1287. <https://doi.org/10.3390/min11111287>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Gervilla F., Proenza J.A., Aude T., Kerestedjian T. (2009) Distribution of platinum-group minerals in ophiolitic chromitites. *Applied Earth Science (formerly Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B)*, 118 (3/4), 100–110. <https://doi.org/10.1179/174327509X12550990457924>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. (2014b) Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The Crystallisation of Chromitites. *Lithos*, 189, 148–158. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2014a) Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*, 189, 127–139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.016>
- Hu W.-J., Zhou M.-F., Yudovskaya M.A., Vikentyev I.V., Malpas J., Zhang P.-F. (2022) Trace elements in chromite as indicators of the origin of the giant podiform chromite deposit at Kempirsai, Kazakhstan. *Economic Geology*, 117(7), 1629–1655. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4955>
- 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, 543–555. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2648>
- Klein F., Bach W. (2009) Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite-seawater interactions. *Journal of Petrology*, 50(1), 37–59. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn071>
- Kutyrev A., Kamenetsky V.S., Kontonikas-Charos A., Savelyev D.P., Yakich T.Yu., Belousov I.A., Sandimirova E.I., Moskaleva S.V. (2023) Behavior of Platinum-group elements during hydrous metamorphism: constraints from awaruite (Ni_3Fe) mineralization. *Lithosphere*, (126), 1–15. https://doi.org/10.2113/2023/lithosphere_2023_126
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne W.C., Kato A., Kisch K.J., Krivovichev V.G., Lithout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.A., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219–246. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>
- Malitch K.N., Badanina I.Y., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A. (2021) Origin of Ru-Os Sulfides from the Verkh-Neivinsk ophiolite massif (Middle Urals, Russia): compositional and S-Os isotope evidence. *Minerals*, 11, 329. <https://doi.org/10.3390/min11030329>
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thallhammer T.V., Stumpf E.F. (1997) Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38(10), 1419–1458. <https://doi.org/10.1093/petrology/38.10.1419>
- Morimoto N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27, 143–156. <https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>
- 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, 55–86.
- Ono A. (1983) Fe-Mg partitioning between spinel and olivine. *Journal of the Japanese Association of*

- Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 78, 115–122. <https://doi.org/10.2465/ganko1941.78.115>
- Parkinson I.J., Pearce J.A. (1998) Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577–1618. <https://doi.org/10.1093/ptro/39.9.1577>
- Ringwood A.E. (1975) Composition and petrology of the Earth's mantle. London, New York, and Sydney (McGraw-Hill), 618 p.
- Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. (1979) A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 68, 325–334. <https://doi.org/10.1007/BF00371554>
- Saveliev D.E. (2021) Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features. *Mineralium Deposita*, 56, 1111–1132. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5>
- Saveliev D.E. (2024) Chromitites and associated mineralization of the Akkarga ophiolitic massif in the southeastern Urals (Russia). *Journal of Asian Earth Sciences*, 273, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2024.106273>
- Saveliev D.E., Makatov D.K., Vishnevskiy A.V., Gataullin R.A. (2023) Accessory Minerals in the Chromitite Ores of Dzharlybutak Ore Group of Kempirsai Massif (Southern Urals, Kazakhstan): Clues for Ore Genesis. *Minerals*, 13(2), 263. <https://doi.org/10.3390/min13020263>
- Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Makatov D.K., Gataullin R.A. (2022) Accessory Cr-spinel from peridotite massifs of the South Urals: morphology, composition and origin. *Mineralogy and Petrology*, 116, 407–427. <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00791-1>
- Štubna J., Bacík P., Fridrichová J., Hanus R., Illášová L., Milovská S., Škoda R., Vaculovic T., Cernanský S. (2019) Gem-quality green cr-bearing andradite (var. demantoid) from Dobšiná, Slovakia. *Minerals*, 9(3), 1–12. <https://doi.org/10.3390/min9030164>
- Thayer T.P. (1964) Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Economic Geology*, 59, 1497–1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.8.1497>
- Thayer T.P. (1969) Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. In: Magmatic Ore Deposits. *Economic Geology Monograph Series*, 4, 132–146.
- Tian Y., Yang J., Robinson P.T., Xiong F., Li Y., Zhang Z., Liu Z., Niu X. (2015) Diamond discovered in high-Al chromitites of the Sartohay ophiolite, Xinjiang province, China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 89, 332–340. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.12433>
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85, 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Wu W., Yang J., Lian D., Rui H. (2021) New Concepts in Ophiolites and Oceanic Lithosphere (Podiform Chromites). In: *Encyclopedia of Geology, Second Edition*. Elsevier Academic Press, 968–993. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00074-6>
- Xiong F., Yang J., Robinson P.T., Dilek Y., Milushi I., Xu X., Zhou W., Zhang Z., Rong H. (2017) Diamonds discovered from high–Cr podiform chromitites of Bulqiza, Eastern Mirdita ophiolite. Albania. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 91, 455–468. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13111>
- Xiong F., Zoheir B., Robinson P., Yang J., Xu X., Meng F. (2020) Genesis of the Ray-Iz chromitite, Polar Urals: Inferences to mantle conditions and recycling processes. *Lithos*, 374–375, 105699. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105699>
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. (2018) Origin of platinum group minerals (PGM) inclusions in chromite deposits of the Urals. *Minerals*, 8, 379. <https://doi.org/10.3390/min8090379>
- Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G. (2008) Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). *Ore Geology Reviews*, 33, 20–30. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.007>
- Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., Kazakov I. (2016) Platinum-group minerals and other accessory phases in chromite deposits of the alapaevsk ophiolite, Central Urals, Russia. *Minerals*, 6, 108. <https://doi.org/10.3390/min6040108>
- Zaccarini F., Pushkarev E.V., Fershtater G.B., Garuti G. (2004) Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali lherzolite–gabbro complex. *The Canadian Mineralogist*, 42, 545–562. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.42.2.545>
- Zane A., Weiss Z. (1998) A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, 9, 51–56. <https://doi.org/10.1007/BF02904455>
- 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, 3–21. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/37.1.3>
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Su B.-X., Gao J.F., Li J.W., Yang J.S., Malpas J. (2014) Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondwana Research*, 26, 262–283. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.12.011>

REFERENCES

- Ahmed A.H., Moghazi A.K.M., Moufti M.R., Dawood Y.H., Ali K.A. (2016) Nature of the lithospheric mantle beneath the Arabian Shield and genesis of Al-spinel micropods: Evidence from the mantle xenoliths of Harrat

- Kishb, Western Saudi Arabia. *Lithos*, 240–243, 119–139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.016>
- Arai S., Akizawa N. (2014) Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite. *American Mineralogist*, 99(1), 28–34. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4473>
- Arai S., Ishimaru S. (2008) Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review. *Journal of Petrology*, 49, 665–695. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm069>
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. (1991) High-pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 107, 27–40.
- Bannikov O.L. (1983) Matter balance during serpentinization of Alpine-type ultramafic rocks and some general problems of serpentinite genesis. In: Giperbazitovye assotsiatsii sklachatnykh oblastey (*Ultramafic Associations of Folded Regions*). Novosibirsk, IGG SO AN SSSR, 2, 5–18. (in Russian)
- Bazylev B.A. (2003) *Petrological and geochemical evolution of mantle matter in the lithosphere: a comparative study of oceanic and Alpine-type spinel peridotites*. (Doctor dissertation) Moscow, 438 p. (in Russian)
- Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arai S., B'ejina F., Abily B., Bindeman I.N., Polv'e 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, 2411–2440. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs054>
- Britten R. (2017) Regional metallogeny and genesis of a new deposit type-disseminated awaruite (Ni₃Fe) mineralization hosted in the cache Creek Terrane. *Economic Geology*, 112(3), 517–550. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.3.517>
- Bussolesi M., Grieco G., Zaccrini F., Cavallo A., Tzamos E., Storni N. (2022) Chromite compositional variability and associated PGE enrichments in chromitites from the Gomati and Nea Roda ophiolite, Chalkidiki, Northern Greece. *Mineralium Deposita*, 57, 1323–1342. <https://doi.org/10.1007/s00126-022-01109-z>
- 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, 805–831. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.4.805>
- Changyi J., Sanyuan A. (1984) On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3, 1–9.
- Chashchukhin I.S., Votyakov S.L. (2009) Behavior of iron group elements, oxybarometry, and genesis of unique chromite deposits in the Kempirsai massif. *Geology of Ore Deposits*, 51, 123–138. <https://doi.org/10.1134/S1075701509020044>
- Coleman R.G. (1977) Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? Berlin, Springer, 229 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-66673-5>
- Czamaske G.K., Wones D.R. (1973) Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarks Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, the mafic silicate. *Journal of Petrology*, 14 (3), 349–380.
- D'Antonio M., Kristensen M.B. (2004) Serpentine and brucite of ultramafic clasts from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling Program Leg 196, Site 1200): Inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle. *Mineralogical Magazine*, 68, 887–904. <https://doi.org/10.1180/0026461046860229>
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals. Harlow, UK, 695 p.
- Distler V., Kryachko V., Yudovskaya M. (2008) Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex. *Mineralogy and Petrology*, 92, 31–58. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0207-3>
- Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, 329–336. <https://doi.org/10.1007/BF00372258>
- Farafontiev P.G. (1937) Unpublished report on geology and chromite deposits of the Kraka peridotite massif in the South Urals. Ufa, BTSU, 238 p. (in Russian)
- Garuti G., Pushkarev E.V., Gottman I.A., Zaccarini F. (2021) Chromite-PGM mineralization in the Iherzolite mantle tectonite of the Kraka ophiolite complex (Southern Urals, Russia). *Minerals*, 11, 1287. <https://doi.org/10.3390/min11111287>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Gervilla F., Proenza J.A., Auge T., Kerestedjian T. (2009) Distribution of platinum-group minerals in ophiolitic chromitites. *Applied Earth Science (formerly Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B)*, 118 (3/4), 100–110. <https://doi.org/10.1179/174327509X12550990457924>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2014a) Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*, 189, 127–139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.016>
- Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. (2014b) Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The Crystallisation of Chromitites. *Lithos*, 189, 148–158. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008>
- Hu W.-J., Zhou M.-F., Yudovskaya M.A., Vikentyev I.V., Malpas J., Zhang P.-F. (2022) Trace elements in chromite as indicators of the origin of the giant podiform chromite deposit at Kempirsai, Kazakhstan. *Economic Geology*, 117(7), 1629–1655. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4955>

- 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, 543–555. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2648>
- Keller B.M. (1949) Paleozoic flysch formation of the Zilair Synclinorium in the South Urals and similar formations. *Trudy Instituta geologicheskikh nauk SSSR (Proceedings of the Institute of Geological Sciences of the Academy of Sciences of the USSR)*, is. 104, geological series, 34, 172 p. (in Russian)
- Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Damdinov B.B., Agafonov L.V., Belyanin D.K. (2014) Composition and evolution of PGE mineralization in chromite ores from the Il'chir ophiolite complex (Ospa-Kitoy and Khara-Nur areas, East Sayan). *Russian Geology and Geophysics*, 55, 259–272. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.010>
- Klein F., Bach W. (2009) Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite-seawater interactions. *Journal of Petrology*, 50(1), 37–59. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn071>
- Klochikhin A.V., Radchenko V.V., Buryachenko A.V. (1969) Unpublished report of the Kagarman geological survey party on geological survey on a scale of 1 : 50 000 for 1962–1969: Geological structure of the northern part of the Zilair Megasyntinorium and adjacent territories. Ufa, BTGF, vol. 1, 264 p. (in Russian)
- Knyazev Yu.G., Knyazeva O.Yu. (2006) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. Second edition. South Urals Series. Sheet N-40-XXIII. Beloretsk. Explanatory note. Ufa, Bashkirgeologiya, 194 p. (in Russian)
- Knyazev Yu.G., Knyazeva O.Yu., Snachev V.I., Zhdanov A.V., Karimov T.R., Aidarov E.M., Masagutov R.Kh., Arslanova E.R. (2013) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Urals Series. Sheet N-40 (Ufa). Explanatory note. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 512 p. (in Russian)
- Kutyrev A., Kamenetsky V.S., Kontonikas-Charos A., Savelyev D.P., Yakich T.Yu., Belousov I.A., Sandimirova E.I., Moskaleva S.V. (2023) Behavior of Platinum-group elements during hydrous metamorphism: constraints from awaruite (Ni₃Fe) mineralization. *Lithosphere*, (126), 1–15. https://doi.org/10.2113/2023/lithosphere_2023_126
- Larionov N.N., Bergazov I.R., Granovskaya N.V., Nigmatullina A.M. (2015) State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200 000. Second edition. South Urals series. Sheet N-40-XXII (Tukan). Explanatory note. M., MF VSEGEI, 247 p. (in Russian)
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne W.C., Kato A., Kisch K.J., Krivovichev V.G., Lithout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.A., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219–246. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>
- Makeev A.B., Brianchaninova N.I. (1999) Topomineralogy of ultramafic rocks of the Polar Urals. St. Petersburg, Nauka, 198 p. (in Russian)
- Malitch K.N., Badanina I.Y., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A. (2021) Origin of Ru-Os Sulfides from the Verkh-Neivinsk ophiolite massif (Middle Urals, Russia): compositional and S-Os isotope evidence. *Minerals*, 11, 329. <https://doi.org/10.3390/min11030329>
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thallhammer T.V., Stumpf E.F. (1997) Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38(10), 1419–1458. <https://doi.org/10.1093/petrology/38.10.1419>
- Morimoto N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27, 143–156. <https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>
- Moskaleva S.V. (1974) Ultramafic rocks and their chromite potential. Leningrad, Nedra, 279 p. (in Russian)
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. (1971) Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics*, 12, 55–86.
- Ono A. (1983) Fe-Mg partitioning between spinel and olivine. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 78, 115–122. <https://doi.org/10.2465/ganko1941.78.115>
- Parkinson I.J., Pearce J.A. (1998) Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577–1618. <https://doi.org/10.1093/ptro/39.9.1577>
- Perevozchikov B.V., Bulykin L.D., Popov I.I., Orfanitsky V.L., Andreev M.I., Snachev V.I., Danilenko S.A., Cherkasov V.L., Chentsov A.M., Zharikova L.N., Klochko A.A. (2000) Register of chromite occurrences in Alpine-type ultramafic rocks of the Urals. Perm, KamNIKIGS, 474 p. (in Russian)
- Popova V.I., Belogub E.V., Rassomakhin M.A., Popov V.A., Popov V.A., Khvorov P.V. (2022) Mineralogy of Mt. Poklonnaya of the Karabash massif in the South Urals. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 8(4), 15–33. (in Russian) <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-4-2>
- Rakhimov I.R., Saveliev D.E., Vishnevskii A.V. (2021) Platinum-metal mineralization of igneous complexes in the South Urals: geological and geodynamic characteristics of formations, genesis issues, and prospects. *Geodinamika i tektonofizika (Geodynamics and Tectonophysics)*, 12(2), 409–434. (in Russian) <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0531>
- Ringwood A.E. (1975) Composition and petrology of the Earth's mantle. London, New York, and Sydney (McGraw-Hill), 618 p.
- Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. (1979) A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 68, 325–334. <https://doi.org/10.1007/BF00371554>

- Sandimirova E.I., Sidorov E.G., Chubarov V.M. (2016) Accessory iron and nickel minerals from the Mt. Poputnaya ultramafic massif, Eastern Kamchatka, Russia. *Geology of Ore Deposits*, 58(7), 586–593. <https://doi.org/10.1134/S1075701516070114>
- Saveliev D.E. (2018) Kraka ultramafic massifs (South Urals): features of structure and composition of peridotite-dunite-chromite associations. Ufa, Bashkirskaia entsiklopedia, 204 p. (in Russian)
- Saveliev D.E. (2021) Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features. *Mineralium Deposita*, 56, 1111–1132. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5>
- Saveliev D.E. (2024) Chromitites and associated mineralization of the Akkarga ophiolitic massif in the southeastern Urals (Russia). *Journal of Asian Earth Sciences*, 273, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2024.106273>
- Saveliev D.E. (2024) PGM in chromitites of the Kraka massifs (South Urals): diversity and origin. *Georesursy (Georesources)*, 26, 275–286. (in Russian) <https://doi.org/10.18599/grs.2024.4.8>
- Saveliev D.E., Gataullin R.A. (2021) Lherzolites of the Aznagul area (South Urals): composition and P–T–fO₂ formation conditions. *Vestnik Akademii nauk RB (Herald of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan)*, 40(3), 15–25. (in Russian) <https://doi.org/10.24412/1728-5283-2021-3-15-25>
- Saveliev D.E., Gataullin R.A. (2023) Accessory platinum group mineralization in lherzolites of the Northern Kraka massif (South Urals). *Georesursy (Georesources)*, 25(3), 208–215 (in Russian) <https://doi.org/10.18599/grs.2023.3.24>
- 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 ophiolite ultramafic rocks: example of Kraka ophiolite, South Urals. *Georesursy (Georesources)*, 21 (1), 31–46. (in Russian) <https://doi.org/10.18599/GRS.2019.1.31-46>
- Saveliev D.E., Bazhin E.A., Snachev V.I., Chernikova T.I. (2009) Serpentinization of ultramafic rocks of the Kyshtym area. *Geologicheskii sbornik (Geological Collection)*, 8, 129–137. (in Russian)
- Saveliev D.E., Belogub E.V., Zaykov V.V., Snachev V.I., Kotlyarov V.A., Blinov I.A. (2014) Platinum-metal mineralization in ultramafic rocks of the Sredny Kraka massif, South Urals. *Rudy i metally (Ores and Metals)*, 6, 33–42. (in Russian)
- Saveliev D.E., Makatov D.K., Vishnevskiy A.V., Gataullin R.A. (2023) Accessory Minerals in the Chromitite Ores of Dzharlybutak Ore Group of Kempirsai Massif (Southern Urals, Kazakhstan): Clues for Ore Genesis. *Minerals*, 13(2), 263. <https://doi.org/10.3390/min13020263>
- 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 formation. *Doklady Earth Science*, 476, 1058–1061. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17090161>
- Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Makatov D.K., Gataullin R.A. (2022) Accessory Cr-spinel from peridotite massifs of the South Urals: morphology, composition and origin. *Mineralogy and Petrology*, 116, 407–427. <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00791-1>
- Saveliev D.E., Snachev V.I., Savelieva E.N., Bazhin E.A. (2008) Geology, petrogeochemistry and chromite potential of gabbro-ultramafic massifs of the South Urals. Ufa, DizainPoligrafServis, 320 p. (in Russian)
- Savelieva E.N. (2007) Chromite potential of the Kraka gabbro-ultramafic massifs. Dissertation of Candidate of Geological and Mineralogical Sciences. Moscow, 156 p. (in Russian)
- Savelieva G.N. (1987) Gabbro-ultramafic assemblages of the Urals ophiolites and their analogs in modern oceanic crust. Moscow, Nauka, 246 p. (in Russian)
- Štubňa J., Bacík P., Fridrichová J., Hanus R., Illášová L., Milovská S., Škoda R., Vaculovic T., Černanský S. (2019) Gem-quality green cr-bearing andradite (var. demantoid) from Dobšiná, Slovakia. *Minerals*, 9(3), 1–12. <https://doi.org/10.3390/min9030164>
- Thayer T.P. (1964) Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Economic Geology*, 59, 1497–1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.8.1497>
- Thayer T.P. (1969) Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. In: Magmatic Ore Deposits. *Economic Geology Monograph Series*, 4, 132–146.
- Tian Y., Yang J., Robinson P.T., Xiong F., Li Y., Zhang Z., Liu Z., Niu X. (2015) Diamond discovered in high-Al chromitites of the Sartohay ophiolite, Xinjiang province, China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 89, 332–340. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.12433>
- Tikhovidov S.F. (1932) Unpublished industrial and reduced preliminary geological report of the head of the first Chromite geological exploration party of Bashgeoltrest on geological exploration work in the Kaga, Bashart and Khamitovo districts of the Republic in 1931. Ufa, BTGU, 42 p. (in Russian)
- Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B., Stepanov A.E., Bogdanova A.R. (2017) Petrology and chromite potential of the Rai-Iz ultramafic massif (Polar Urals). Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 265 p (in Russian).
- Varlakov A.S. (1978) Genesis of chromite mineralization in Alpine-type ultramafic rocks of the Urals. In: Petrografiya ul'troosnovnyh i shchelochnyh porod Urala (*Petrography of Ultramafic and Alkaline Rocks of the Urals*). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 63–82. (in Russian)
- Varlakov A.S. (1986) Petrology of serpentinization processes of ultramafic rocks in folded regions. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 224 p. (in Russian)
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85, 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

- Wu W., Yang J., Lian D., Rui H. (2021) New Concepts in Ophiolites and Oceanic Lithosphere (Podiform Chromites). In: *Encyclopedia of Geology, Second Edition*. Elsevier Academic Press, 968–993. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00074-6>
- Xiong F., Yang J., Robinson P.T., Dilek Y., Milushi I., Xu X., Zhou W., Zhang Z., Rong H. (2017) Diamonds discovered from high-Cr podiform chromitites of Bulqiza, Eastern Mirdita ophiolite, Albania. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 91, 455–468. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13111>
- Xiong F., Zoheir B., Robinson P., Yang J., Xu X., Meng F. (2020) Genesis of the Ray-Iz chromitite, Polar Urals: Inferences to mantle conditions and recycling processes. *Lithos*, 374–375, 105699. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105699>
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. (2018) Origin of platinum group minerals (PGM) inclusions in chromite deposits of the Urals. *Minerals*, 8, 379. <https://doi.org/10.3390/min8090379>
- Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G. (2008) Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). *Ore Geology Reviews*, 33, 20–30. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.007>
- Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., Kazakov I. (2016) Platinum-group minerals and other accessory phases in chromite deposits of the alapaevsk ophiolite, Central Urals, Russia. *Minerals*, 6, 108. <https://doi.org/10.3390/min6040108>
- Zaccarini F., Pushkarev E.V., Fershtater G.B., Garuti G. (2004) Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali lherzolite–gabbro complex. *The Canadian Mineralogist*, 42, 545–562. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.42.2.545>
- Zane A., Weiss Z. (1998) A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, 9, 51–56. <https://doi.org/10.1007/BF02904455>
- 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, 3–21. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/37.1.3>
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Su B.-X., Gao J.F., Li J.W., Yang J.S., Malpas J. (2014) Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondwana Research*, 26, 262–283. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.12.011>

Информация об авторах

Шабутдинов Тимур Денисович – младший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия; timurgeolog11@gmail.com

Савельев Дмитрий Евгеньевич – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия; sav171@mail.ru

Гатауллин Руслан Азатович – младший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия; rusgatln97@gmail.com

Information about the authors

Timur D. Shabutdinov – Junior Researcher, Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia; timurgeolog11@gmail.com
Dmitry E. Saveliev – Doct. Sci. (Geol.-Mineral.), Chief Researcher, Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia; sav171@mail.ru

Ruslan A. Gataullin – Junior Researcher, Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia; rusgatln97@gmail.com