

Минералогические и микроструктурные особенности ультрамафитов массива Северный Крака (Южный Урал)

R.A. Gataullin, D.E. Saveliev
Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia

Mineralogical and microstructural features of ultramafics of the Northern Kraka massif (South Urals)

Abstract. Mineralogical characteristics of ultramafic rocks of the Northern Kraka massif and their microstructural features are described. The rock-forming olivine has constant composition and a #Mg value in a range of 0.88–0.95. Orthopyroxene corresponds to enstatite and clinopyroxene includes diopside and augite. The composition of Cr-spinel depends on the host rock Cr content increasing from peridotite to dunite. Pyroxene and olivine grains locally exhibit traces of deformation and decay in form of lamellae and recrystallization of small grains at the periphery.

Офиолитовые массивы широко представлены в складчатых структурах Южного Урала. Массивы Крака являются одними из самых больших по площади и неравномерно изученных вследствие относительно низкой хромитоносности. С точки зрения понимания процессов минералообразования интересен массив Северный Крака: на его территории имеются выходы перидотитов с относительно слабой долей вторичных изменений. На основе данных о фугитивности кислорода, валовых содержаний Al_2O_3 и CaO, а также состава хромшпинелидов ранее предлагалось относить ультрамафиты Северного Крака к субконтинентальным перидотитам при значительных вариациях окисления, существовавших в верхней мантии [Чашухин и др., 1998; Чашухин, Вотяков, 2010]. Петрографические и петрохимические характеристики пород массива, а также его хромитовая минерализация описаны в монографиях [Сначев и др., 2001; Савельев и др., 2008].

Цель данной работы – изучение минералогических и микроструктурных особенностей перидотитов и дунитов массива для определения условий их образования. Электронно-микроскопические исследования с определением состава минералов проводились на СЭМ Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments.

Породообразующие минералы изученных ультрамафитов – оливин, ромбический и моноклинный пироксены. Амфиболы присутствуют в незначительных количествах. Главным аксессуарным минералом выступает хромшпинелид. В значительно меньших количествах содержатся сульфиды – хизлевудит Ni_3S_2 , пирротин $Fe_{1-x}S$, пентландит $(Fe,Ni)_9S_8$ и его кобальтсодержащая разновидность $(Fe,Ni,Co)_9S_8$, реже встречаются халькопирит $CuFeS_2$, миллерит NiS . Также присутствуют аварунит Ni_3Fe , вайраунит $CoFe$, самородная медь Cu и никелин $NiAs$. Платинометалльная минерализация представлена лауритом $(Ru,Os)S_2$, эрликманитом $(Os,Ru)S_2$, тугоплавкими платиноидами ряда Os-Ir-Ru, изоферроплатиной (Pt_3Fe) , сплавами состава Cu-Pd [Савельев и др., 2018; Савельев, Гатауллин, 2023].

Оливин характеризуется постоянным составом. Доля форстеритового минала составляет 0.91–0.95 в дуните и 0.93–0.88 в перидотитах. Содержания NiO составляют 0.25–0.55 %. По соотношениям FeO и NiO оливин перидотитов и дунитов попадает в типичные поля офиолитовых ультрамафитов [Брянчинова, 1990]. Приблизительно в 10 % анализов обнаружен марганец в количествах до 0.37 % MnO.

Ортопироксен представлен крупными таблитчатыми зернами, часто с ламелями клинопироксена и амфибола, также в виде мелких зерен-необластов на периферии некоторых крупных зерен, образование которых связывается с выделением примесей из первичных кристаллов пироксена в ходе деформации [Савельев и др., 2017]. Состав стабилен, соответствует энстатиту с незначительным содержанием CaO и FeO. Содержит до 7.11 мас. % Al_2O_3 и до 1.53 мас. % Cr_2O_3 . В незначительном количестве анализов зафиксированы 1.02 мас. % NaO в одном анализе, 0.22 мас. % TiO_2 в одном анализе и до 0.28 мас. % MnO.

Клинопироксен в гарцбургите и лерцолите образует мелкие необласты, окружающие крупные зерна ортопироксена, и значительно реже – крупные таблитчатые (уплощенные) зерна. Состав соответствует диопсиду, иногда авгиту; минерал содержит 7.72 мас. % Al_2O_3 и 1.91 мас. % Cr_2O_3 , NaO, некоторые анализы содержат до 0.86 мас. % TiO_2 , до 0.69 мас. % MnO и 0.28 мас. % NiO в одном анализе.

В некоторых образцах встречается плагиоклаз, по составу соответствующий битовниту либо лабрадору. Обычно он находится в центре сростков с хромшпинелидом.

Изученные зерна аксессуарных хромшпинелидов в ультрамафитах характеризуются значительными вариациями #Cr и #Mg в зависимости от состава содержащей их породы, хромистость в ряду лерцолит-гарцбургит-дунит-хромитит возрастает от 0.2 до 1.8 формульного коэффициента Cr. Магнезиальность не зависит от породы и варьирует в пределах 0.5–0.8 #Mg. Изометричные и гипидиоморфные зерна хромшпинелида типичны для дунитов, обычно они высокохромистые по составу и непрозрачные, либо темно-вишневые в шлифах. Для перидотитов характерны ксеноморфные зерна большего размера, более глиноземистые от желто-бурых до темно-вишневых на просвет.

Амфиболы представлены зернами, сопутствующими диопсиду сходных размеров; ламелями и округлыми выделениями в ортопироксене; необластами на периферии крупных деформированных зерен ортопироксена. Составы соответствуют чаще всего магнезиальной роговой обманке и паргаситу, редко чермакиту и эдениту по классификации [Leake et al., 1997].

Вторичная минерализация представлена серпентином и магнетитом. Серпентин в дуните образует петли вокруг реликтов оливина в перидотитах и, главным образом, баститовые псевдоморфозы по пироксену. По составу соответствует лизардиту. Магнетит представлен каймами на периферии зерен хромшпинелидов вплоть до полного замещения хромшпинелидов в серпентините и пылевидными выделениями в агрегатах серпентина.

В перидотитах ортопироксен и оливин несут следы пластических деформаций. Почти во всех изученных образцах диагностирована порфинокластическая структура, когда по размеру зерна образуются крупные деформированные (0.8–4 мм) порфинокласты и мелкие зерна (менее 0.8 мм) – необласты. Анализ данных EBSD-сканирования оливина указывает на то, что ось [100] почти совпадает с линейностью, а две другие оси [010] и [001] образуют пояса в плоскости, нормальной к минеральному уплощению и полосчатости. Это характерно для D-типа текстуры оливина [Jung, 2017], который обычно связан с активизацией множественного скольжения по семейству плоскостей $\{0kl\}$ в направлении [100]. В ортопироксене под малым углом к линейности концентрируются оси [001] либо [010], а плоскостью скольжения неизменно является (100). Подобные текстуры могут быть интерпретированы как сочетание типов АВ и АС, согласно классификации [Jung, 2017].

Составы сосуществующих зерен оливина и хромшпинелидов показывают, что перидотиты образовались как тугоплавкий остаток (рестит) частичного плавления примитивной мантии, составляющего от 10 до 30 % по диаграмме OSMA [Arai, 1994], при этом для лерцолита характерны 10–15 % частичного плавления. При оценке по формуле [Hellebrand et al., 2001] получены сходные данные – до 20 % в перидотитах. Расчет температуры закрытия обменных реакций, которая соответствует температуре завершения диффузионного обмена

в парах оливин-шпинелид [Базылев, 2003], показал интервал 650–900 °С, при этом наиболее часто встречаются температуры около 700 °С. Двупироксеновые геотермометры показали более высокие значения (850–1200 °С) с наиболее частыми значениями около 1000 °С. Фугитивность кислорода, рассчитанная по [Ballhaus et al., 1991], изменяется от –3 до +1.5 $\Delta \log f_{O_2}$ (FMQ). Диапазон давлений, рассчитанный по геобарометру для срх с Mg>0.75 на основе модифицированного двупироксенового геотермометра Вуда-Банно [Wood, Banno, 1973; Putirka, 2008], для лерцолитов варьирует в пределах 5–14 кбар, что соответствует глубинам 15–40 км.

Проведенные исследования позволяют заключить, что изученные ультрамафиты представляют собой мантийные тектониты с интенсивным развитием высокотемпературных пластических деформаций. Преимущественно восстановительные условия свидетельствуют о подъеме ультрамафитов в составе верхнемантийного диапира в условиях слабо деплетированной мантии. Широкая вариация давлений, соответствующая как плагиоклазовой, так и шпинелевой фациям глубинности, может свидетельствовать о сохранении соотношений составов пироксенов, соответствующих различным стадиям подъема диапира.

Авторы благодарят рецензентов за ценные рекомендации и замечания. Исследования выполнены за счет гранта РФФ № 22–17–00019. EBSD-исследования проведены на базе ЦКП ИПСМ РАН «Структурные и физико-механические исследования материалов».

Литература

Базылев Б.А. Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов. Дисс. на соиск. степ. докт. геол.-мин. наук. Москва, 2003, 370 с.

Брянчанинова Н.И. Породообразующие силикаты ультрабазитов как индикаторы условий образования и рудоносности. Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1990. 22 с.

Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. Акцессорная платиноидная минерализация в лерцолитах массива Северный Крака (Южный Урал) // Георесурсы. 2023. Т. 25(3). С. 208–215.

Савельев Д.Е., Нугуманова Я.Н., Гатауллин Р.А. и др. О новых проявлениях платинометалльной минерализации в офиолитовых ультрамафитах Южного Урала // Петрология магматических и метаморфических комплексов. 2018. С. 321–325.

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабилов И.И. О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 2. С. 200–204.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа, 2001. 212 с.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Шпинелевые лерцолиты массива Северный Крака (Южный Урал) – реликты наименее трансформированного вещества верхней мантии // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431. № 4. С. 530–533.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Быков В.Н. О природе ультрамафитов массивов Крака (Южный Урал) // Труды Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 116–121.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.

Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implication for the oxydation state of the upper mantle // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1991. Vol. 107. P. 27–40.

Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. 2001. Vol. 410. P. 677–681.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 219–246.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008. Vol. 69. P. 61–120.

Jung H. Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review // *Geosciences Journal*. 2017. Vol. 21. P. 985–1011.

Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1973. Vol. 42. P. 109–124.

Т.Д. Шабутдинов^{1, 2}, А.А. Самигуллин¹, Р.А. Гатауллин¹

¹ – *Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия*
timurgeolog11@gmail.com

² – *Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа, Россия*

Минералогическая и петрографическая характеристика ультрамафитов и хромититов восточной части массива Южный Крака (Южный Урал)

(научный руководитель – д.г.-м.н. Д.Е. Савельев)

T.D. Shabutdinov^{1, 2}, A.A. Samigullin¹, R.A. Gataullin¹

¹ – *Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia*

² – *Ufa University of Science and Technology, Ufa, Russia*

Mineralogical and petrographic characteristics of ultramafic rocks and chromitites of the eastern part of the South Kraka massif (South Urals)

Abstract. The petrographic and mineralogical characteristics of ultramafic and chromitites of the eastern part of the Southern Kraka massif (South Urals) are studied. The accessory minerals of Fe, Ni and PGMs are found in chromitites. Based on the composition of Cr-spinel and rock-forming minerals, olivine-spinel and two-pyroxene geothermometers, geobarometers and oxybarometers the following parameters are calculated: $T = 800\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7\text{--}10\text{ kbar}$, $\Delta\log\text{O}_2 = -3\text{ to }+0.5$. Based on the analysis of our data, it is concluded that the ultramafic rocks of the eastern part of the South Kraka massif are moderately depleted restites of the upper mantle diapir, which most likely existed beneath a rift structure in a peripheral western part of the Paleo-Ural basin.

Массив Южный Крака – один из четырех массивов «кракинской группы», расположенных на северном замыкании Зилаирского синклинория на западном склоне Южного Урала. Он характеризуется изометричной морфологией в плане на севере и разветвляется к югу. Практически весь массив площадью 450 км² расположен в междуречье рек Белой, Каги и Южного Узяна. Первые упоминания об ультрамафитах массивов Крака приводятся в работах Н.Ф. Чернышева, Р.И. Мурчисона, А. Штукенберга второй половины XIX в. В 20–30-х гг. XX века в связи с поисками хромитов и хризотил-асбеста началось планомерное изучение массивов Крака [Тиховидов, 1932ф; Фарафонтъев, 1937; Логинов, 1933; Квятковский, 1929; Соколов, 1948]. Массивы также изучались А.В. Клочихиным, В.В. Радченко, А.В. Буряченко, Г.Н. Савельевой, Е.И. Денисовой др. [Клочихин и др., 1969; Савельева, 1987; Денисова, 1990]. С 1990-х гг. вновь повысился интерес к изучению массивов Крака [Ковалев, Сначев, 1998; Сначев и др., 2001; Савельев и др., 2008; Савельев, 2018]. Несмотря на длительную историю исследований, наблюдается неравномерность в изучении массивов. На Южном Крака детально изучена западная часть, поскольку здесь сосредоточены наиболее крупные хромитопроявления [Ковалев, Сначев, 1998].