

32.43 мас. % Ce_2O_3 , 16.69–16.47 мас. % La_2O_3 и 11.78–12.52 мас. % Nd_2O_3 , а также отмечается обогащение Th (1.45–2.63 мас. % ThO_2). Циркон встречается в основной массе породы в виде хорошо ограненных тетрагонально-дипирамидальных кристаллов размером 5–20 мкм (рис. 2а, и).

Таким образом, геохимические особенности углеродистых сланцев Кумакского рудного поля указывают на мелководно-прибрежные обстановки накопления. Осадочный материал имел преимущественно терригенный источник и отлагался в окислительных и частично в субокислительных условиях. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что РЗЭ в рассматриваемых породах минимальны, несмотря на присутствие в них монацита (-Ce) и рабдофана (-Ce), ксенотима (-Y).

Геологические работы выполнены в рамках государственного задания по теме № 0246-2019-0078. Изучение состава минералов проведено в рамках государственной бюджетной темы № АААА-А19-119072390050-9.

Литература

Лоцинин В.П., Панкратьев П.В. Золотоносность ниже-среднепалеозойских черносланцевых формаций Восточного Оренбуржья // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2006. С. 79–82.

Лядский П.В., Чен-Лен-Сон Б.И., Алексеева Г.А., Оленица Т.В., Кваснюк Л.Н., Мануйлов Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-1 (Аниховка). Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2018. 100 с.

Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Холоднов В.Н., Наумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Известия АН СССР. Серия Геология. 1991. Т. 12. С. 74–82.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.–Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с.

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // Chemical Geology. 1994. Vol. 111. P. 111–129.

Р.А. Гатауллин

*Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа
Башкирский государственный университет, г. Уфа
rusgatln97@gmail.com*

Минералого-геохимические особенности и условия образования лерцолитов массива Северный Крак, Южный Урал (научный руководитель – д.г.-м.н. Д.Е. Савельев)

Массив Северный Крак расположен в Белорецком районе Республики Башкортостан. Он представляет собой тело размером 15 × 18 км (рис. 1), большую часть площади которого занимают шпинелевые лерцолиты, содержащие 60–80 % оливина, 20–30 % энстатита, 5–10 % диопсида и 1–5 % хромшпинелида. Среди них встречаются участки, сложенные шпинель-плагиоклазовыми лерцолитами, гарцбургитами и дунитами. Дунит-гарцбургитовый комплекс фрагментарно присутствует в краевых частях массива [Савельев и др., 2008].

Фактический материал для настоящей работы получен автором в ходе полевых исследований 2019–2020 гг. в составе отряда Института геологии УФИЦ РАН. Образцы перидоти-



Рис. 1. Обзорная карта района массивов Крака [Савельев, 2018].

1 – вмещающие породы; 2 – габбро, верлиты, клинопироксены; 3 – хромшпинелевые перидотиты и дуниты; 4 – серпентиниты.

тов отпрепарированы и изучены методами оптической и электронной микроскопии, состав минералов определялся при помощи ЭДС на СЭМ Vega 3 Tescan sbh в ЦКП «Структурные и физико-механические исследования материалов» (ИПСМ РАН, г. Уфа).

Минералогия ультрамафитов типична для мантийных разрезов офиолитовых комплексов. Ортопироксены по химическому составу соответствуют энстатиту и эндиопсиду с малым содержанием волластонитового и ферросилитового минералов. Клинопироксены соответствуют эндиопсиду и диопсиду, доля волластонитового минерала варьирует между 0.25 и 0.5 (рис. 2а).

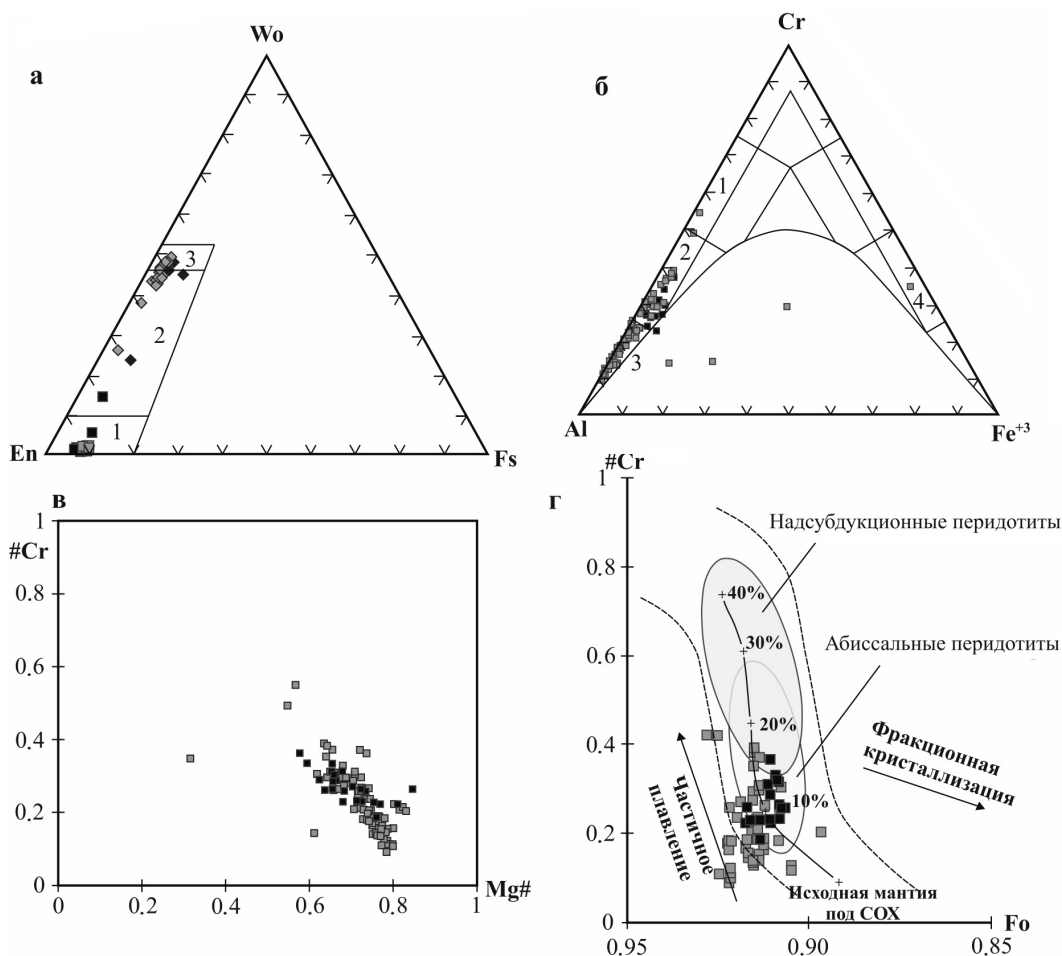


Рис. 2. Диаграммы составов минералов массива Северный Крак: а) диаграмма минералов пироксенов (En – $MgSiO_3$, Wo – $CaSiO_3$, Fs – $FeSiO_3$): светлые квадраты – фигуративные точки ортопироксенов лерцолитов, темные квадраты – ортопироксены шпинель-плаггиоклазовых лерцолитов, светлые ромбы – клинопироксены лерцолитов, темные ромбы – клинопироксены шпинель-плаггиоклазовых лерцолитов; поля даны по [Добрецов и др., 1971]: 1 – энстатит, 2 – энстатит-диопсид, 3 – диопсид; б) классификационная диаграмма состава трехвалентных катионов хромшпинелидов [Павлов, 1949]; поля: 1 – алюмохромит, 2 – хромпикотит, 3 – пикотит, 4 – хроммагнетит; в) диаграмма для хромшпинелидов в координатах $\#Cr = Cr / (Cr + Al + Fe^{3+}) - \#Mg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$, атомные количества; г) диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации: $\#Cr = Cr / (Cr + Al + Fe^{3+})$ в хромшпинелиде, Fo – доля форстеритового минерала в соответствующем ему зерне оливина; пунктир – границы поля составов минералов, образующихся при частичном плавлении мантийного субстрата (ФММ); стрелки – направления трендов, характерных для кристаллизационной дифференциации и частичного плавления; поля даны по [Arai, 1994].

На рис. 2а–в светлые квадраты – точки хромшпинелидов из лерцолитов, темные квадраты – хромшпинелид из шпинель-плаггиоклазовых лерцолитов.

Хромшпинелиды лерцолитов характеризуются значительными вариациями содержаний Al_2O_3 и Cr_2O_3 (рис. 2б) и содержат низкие концентрации Fe_2O_3 . Большинство из них относятся к глиноземистым разновидностям – хромпикотиту и пикотиту, незначительное количество – к алюмохромиту и хроммагнетиту. Примеси Zn, Mn, V и Ti отмечаются в единичных анализах. Более частая примесь Ni выше предела обнаружения содержится примерно в 18 % ана-

Оценка температур образования лерцолитов по оливин-шпинелевым геотермометрам

| Образец | α | β | γ | $X_{mg\ ol}$ | $X_{mg\ sp}$ | f β | Fa | $\ln K_D$ | Cr#Al | Оно | Фабри | Среднее |
|-----------------------------------|----------|---------|----------|--------------|--------------|-----------|-------|-----------|-------|-----|-------|---------|
| Лерцолиты | | | | | | | | | | | | |
| Сек-2182 | 0.161 | 0.825 | 0.014 | 0.915 | 0.768 | 0.232 | 0.085 | 1.177 | 0.164 | 646 | 721 | 683 |
| Сек-2153 | 0.186 | 0.804 | 0.010 | 0.917 | 0.744 | 0.256 | 0.083 | 1.334 | 0.188 | 586 | 678 | 632 |
| Сек-2152 | 0.373 | 0.595 | 0.031 | 0.915 | 0.644 | 0.356 | 0.085 | 1.780 | 0.386 | 710 | 773 | 741 |
| Сек-2183 | 0.222 | 0.753 | 0.025 | 0.914 | 0.744 | 0.256 | 0.086 | 1.296 | 0.228 | 706 | 757 | 731 |
| Сек-2152-1 | 0.291 | 0.701 | 0.009 | 0.915 | 0.707 | 0.293 | 0.085 | 1.489 | 0.293 | 672 | 723 | 698 |
| Сек-2191 | 0.182 | 0.802 | 0.016 | 0.920 | 0.743 | 0.257 | 0.080 | 1.379 | 0.185 | 553 | 655 | 604 |
| Сек-2193 | 0.192 | 0.789 | 0.019 | 0.910 | 0.757 | 0.243 | 0.090 | 1.182 | 0.196 | 714 | 757 | 735 |
| Сек-2174 | 0.153 | 0.826 | 0.021 | 0.915 | 0.756 | 0.244 | 0.085 | 1.245 | 0.156 | 580 | 678 | 629 |
| Сек-1771a | 0.275 | 0.678 | 0.048 | 0.909 | 0.649 | 0.351 | 0.091 | 1.691 | 0.288 | 590 | 673 | 631 |
| Сек-2221 | 0.365 | 0.607 | 0.028 | 0.957 | 0.729 | 0.271 | 0.043 | 2.115 | 0.376 | 508 | 590 | 549 |
| Сек-2245 | 0.110 | 0.880 | 0.010 | 0.925 | 0.800 | 0.200 | 0.075 | 1.122 | 0.111 | 571 | 683 | 627 |
| Сек-2247-1 | 0.149 | 0.842 | 0.008 | 0.914 | 0.763 | 0.237 | 0.086 | 1.190 | 0.151 | 608 | 700 | 654 |
| Сек-2244 | 0.114 | 0.877 | 0.008 | 0.922 | 0.789 | 0.211 | 0.078 | 1.146 | 0.115 | 563 | 677 | 620 |
| Сек-2264 | 0.271 | 0.714 | 0.015 | 0.919 | 0.682 | 0.318 | 0.081 | 1.660 | 0.275 | 557 | 642 | 599 |
| Сек-2161-1 | 0.121 | 0.863 | 0.015 | 0.905 | 0.784 | 0.216 | 0.095 | 0.960 | 0.123 | 744 | 788 | 766 |
| Шпинель-плаггиоклазовые лерцолиты | | | | | | | | | | | | |
| Сек-2176 | 0.334 | 0.626 | 0.040 | 0.909 | 0.594 | 0.406 | 0.091 | 1.923 | 0.348 | 544 | 617 | 580 |
| Сек-2177 | 0.330 | 0.646 | 0.024 | 0.909 | 0.657 | 0.343 | 0.091 | 1.654 | 0.338 | 648 | 698 | 673 |
| Сек-2166 | 0.302 | 0.674 | 0.024 | 0.910 | 0.708 | 0.292 | 0.090 | 1.382 | 0.309 | 897 | 819 | 858 |
| Сек-2160 | 0.226 | 0.758 | 0.015 | 0.916 | 0.752 | 0.248 | 0.084 | 1.270 | 0.230 | 704 | 749 | 727 |
| Сек-2178 | 0.266 | 0.684 | 0.050 | 0.909 | 0.677 | 0.323 | 0.091 | 1.544 | 0.280 | 655 | 693 | 674 |

Примечание. α , β , γ – доли Cr, Al и Fe среди трехвалентных катионов шпинели, соответственно; $X_{mg\ ol}$ и Fa – доли Mg и Fe среди двухвалентных катионов оливина: форстеритовый и фаялитовый минералы, соответственно; $X_{mg\ sp}$ и f β – доли Mg и Fe среди двухвалентных катионов шпинели, соответственно; $\ln K_D - X_{mg\ ol} \cdot f\beta / X_{mg\ sp} \cdot Fa$; Cr#Al – отношение Cr к сумме Cr и Al в хромшпинелиде. Оно и Фабри – оценки температур по геотермометрам $T(^{\circ}C) = [10000 \cdot (0.057 + 0.34 \cdot Cr\#Al)] / (\ln K_D + 0.934 \cdot Cr\#Al - 0.102) - 273 + kX_{Ti}$ [Ono, 1983] и $[(4250\alpha + 1343) / (\ln K_D + 1.825\alpha + 0.571)] - 273 + kX_{Ti}$, где kX_{Ti} – атомное количество Ti [Fabrics, 1979], $^{\circ}C$, соответственно.

лизов. Попадание некоторых фигуративных точек в зону несмесимости (нижняя часть треугольной диаграммы под «параболой»), скорее всего, объясняется тем, что химический состав анализировался на участках тесного срастания первичной шпинели с хроммагнетитом. На бинарной диаграмме #Cr-#Mg (рис. 2в) отчетливо видна зависимость уменьшения магнезиальности хромшпинелидов с ростом их хромистости. Вариации содержаний MgO и FeO не столь значительны – в пределах 0.5–0.7 #Mg.

Для оценки влияния процессов частичного плавления мантийного субстрата или кристаллизационной дифференциации на образование перидотитов обычно применяется диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации (OSMA) [Arai, 1994]. При ее построении используются данные по химическому составу сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида. Большинство фигуративных точек для сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида на диаграмме OSMA (рис. 2г) попадают в поля частичного плавления мантийного субстрата и соответствуют степени частичного плавления менее 20 %.

Для оценки температурных условий образования глубинных пород широко применяется сравнение химических составов сосуществующих минералов конкретного образца с экспериментальными данными по составам минеральных систем при определенных РТ условиях [Перчук, Рябчиков, 1976]. По химическому составу сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида вычислены температуры установления химических равновесий в этих минералах. Температура окончания обменных реакций между оливином и хромшпинелидами лерцолитов по большинству пар находится в пределах 600–770 °С (табл.). Учитывая наличие петрографических свидетельств деформации зерен оливина и пироксенов [Савельев, 2018], можно утверждать, что в становлении пород значительную роль играли процессы пластической деформации в субсолидусных условиях.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить особенности состава минералов из перидотитов массива Северный Крак. Главным породообразующим минералом является высокомагнезиальный оливин (Fe_{90-94}), большинство исследованных зерен хромшпинелида относится к высокоглиноземистым разновидностям – пикотиту и хромпикотиту, пироксены по составу варьируют от энстатита до диопсида. Составы сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида из лерцолитов соответствуют таковым, образующимся при низких степенях частичного плавления мантийного субстрата. По оценкам шпинель-оливиновой геотермометрии образование лерцолитов происходило при температурах 600–770 °С. Полученные низкие температуры свидетельствуют о длительном процессе установления химического равновесия для данных минералов в субсолидусных условиях.

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания Минобрнауки РФ (№ 0246–2019–0078).

Литература

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А., Соболев В.С. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 103. Серия рудных месторождений. 1949. № 13. С. 10–35.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

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

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

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

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 69. P. 329–336.

Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists. 1983. Vol. 78. P. 115–122.