

Ф. П. Леснов

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
felix@uiggm.nsc.ru*

**Степень частичного плавления мантийного протолита
при формировании дунитов из Инаглинского и Кондерского
платиноносных щелочно-ультрамафитовых массивов (Алданский щит)**

Химический состав хромшпинелидов, широко представленных в ультрамафитовых и мафитовых породах в качестве акцессорной фазы, давно используется в целях систематики этих пород и слагающих их массивов, а также для определения их условий образования (температура, давление, летучесть кислорода) [Васильев, 1981; Плаксенко, 1989 и др.]. В нашем случае, опубликованные ранее данные о химическом составе акцессорных хромшпинелидов из дунитов, играющих ведущую роль в строении Инаглинского и Кондерского платиноносных концентрически-зональных щелочно-ультраосновных массивов, были использованы для ориентировочной оценки степени частичного плавления мантийных протолитов при образовании этих дунитов.

Массив Инагли, расположенный в северной части Алданского щита, обнажается на площади около 22 км² и состоит из овального в плане тела дунитов, которое окружено зоной пироксенитов и кольцевыми интрузивами шонкинитов и щелочных сиенитов [Корчагин, 1974; Октябрьский и др., 2001]. Акцессорные хромшпинелиды в дунитах массива присутствуют в количестве 0.5–3 %, имея размеры зерен в пределах 0.01–3 мм.

Близкий к предыдущему по морфологии и внутреннему строению массив Кондер, расположенный в юго-восточной части Алданского щита, обнажается на площади около 40 км² и тоже состоит из овального в плане дунитового ядра, окруженного телами оливинитов, щелочных пород и диоритов [Некрасов и др., 1994; Октябрьский и др., 2001]. Хромшпинелиды в этих дунитах представлены в виде вкрапленности с размером зерен 0.01–3 мм.

Для определения степени частичного плавления (D_{melt}) мантийных протолитов при формировании дунитов из двух названных массивов нами использованы 88 анализов содержащихся в них хромшпинелидов из массива Инагли [Октябрьский и др., 1992] и 43 – из массива Кондер [Октябрьский и др., 2001]. При расчетах D_{melt} был применен ранее предложенный алгоритм: $D_{\text{melt}} = 0.426 \cdot \text{Cr\#} + 1.538$, где $\text{Cr\#} = 100 \cdot \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$ – хромистость акцессорного хромшпинелида из ультрамафитов [Леснов и др., 2008]. Алгоритм основан на результатах физических экспериментов по частичному плавлению лерцолита, которые показали, что значения Cr\# в хромшпинелидах из тугоплавких остатков увеличивались в интервале 11.5–69.5 % по мере увеличения D_{melt} в интервале 7–38 % [Hirose, Kawamoto, 1995].

Полученные значения Cr\# для хромшпинелидов из дунитов массива Инагли оказались достаточно высокими, варьировали в интервале 77–100 % (среднее 88 %). В минерале из массива Кондер они оказались, в целом, немного ниже – 61–96 % (среднее 83 %). Значения D_{melt} для дунитов из рассматриваемых массивов, рассчитанные на основе значений Cr\# , составили для массива Инагли – от 34 до 44 % (среднее 39 %), для массива Кондер они незначительно меньше – от 28 до 43 % (среднее 37 %) (рис.). Можно видеть, что степени плавления протолитов в случае образования дунитов

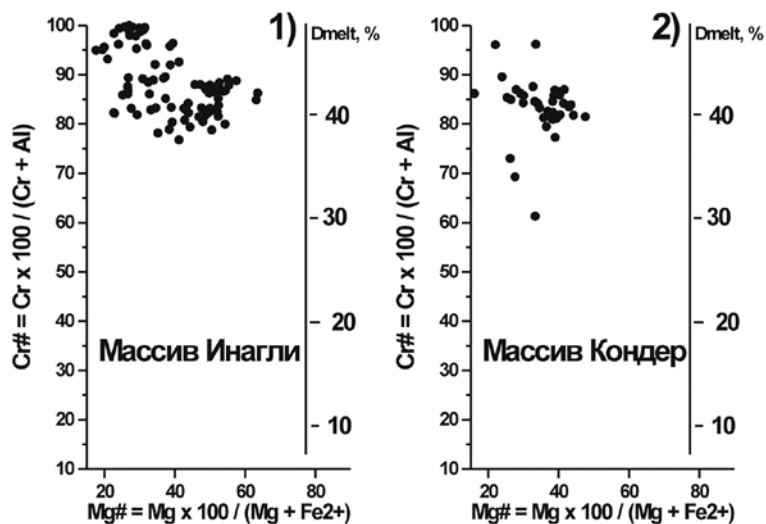


Рис. Соотношение хромистости (Cr#) и магнезиальности (Mg#) акцессорных хромшпинелидов из дунитов Инаглинского (1) и Кондерского (2) щелочно-ультрамафитовых массивов.

В правых частях рисунков показана шкала степени частичного плавления верхнемантийных протолитов при образовании этих дунитов (D_{melt}), построенные на основе данных физических экспериментов [Hirose, Kawamoto, 1995].

названных массивов были высокими и приближались к теоретически допустимым их значениям. Для сравнения можно добавить, что, судя по хромистости акцессорных хромшпинелидов, дуниты из некоторых альпинотипных мафит-ультрамафитовых массивов также формировались при очень высоких степенях частичного плавления верхнемантийных протолитов: 1) Иджимский (Западный Саян) – Cr# = 70–100 %, $D_{\text{melt}} \approx 38$ % и более; 2) Кемпирсайский массив (Южный Урал) – средние значения Cr# = 80 % и $D_{\text{melt}} > 40$ %; Рай-Изский массив (Полярный Урал) – средние значения по отдельным разновидностям дунитов – Cr# от 70 до 92 %, $D_{\text{melt}} > 40$ % [Леснов и др., 2008].

Приведенные данные позволили сделать следующие выводы.

1) Дуниты из платиноносных, концентрически-зональных, щелочно-ультрамафитовых массивов Инагли и Кондер, вероятнее всего, формировались в качестве тугоплавкого остатка при очень высоких, но при этом близких по средним величинам степенях частичного плавления верхнемантийного протолита, которые составляли 37 и 39 % соответственно.

2) При формировании тел дунитов, как и других реститов, представленных в каждом из рассматриваемых массивов, частичное плавление протолита, очевидно, не было равномерным. В разных блоках протолита оно могло отличаться примерно на 10–15 %.

Литература

Васильев Ю. Р. Акцессорные хромшпинелиды как один из индикаторов условий образования магматических пород ультраосновного состава // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 61–85.

Корчагин А. М. Инаглинский щелочно-ультраосновной массив // Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. С. 7–94.

Леснов Ф. П., Подлипский М. Ю., Поляков Г. В., Палесский С. В. Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитоносного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // Доклады РАН, 2008. Т. 422. № 5. С. 660–664.

Некрасов И. Я., Ленников А. М., Октябрьский Р. А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.

Октябрьский Р. А., Ленников А. М., Шнай Г. К. и др. Хромшпинелиды платиноносного Инаглинского щелочно-ультраосновного массива (север центральной части Алданского щита) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 233–257.

Октябрьский Р. А., Ленников А. М., Залищак Б. Л. и др. Хромшпинелиды Кондерского массива // Известия Академии наук. Сер. геол., 1992. № 8. С. 76–90.

Плаксенко А. Н. Типоморфизм акцессорных минералов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1989. 222 с.

Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas // Earth Planet. Sci. Lett., 1995. Vol. 133. P. 463–473.

А. В. Ретюнина

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
nastyart@mail.ru*

Минералого-петрографические особенности рифа Меренского, Бушвельдский комплекс (Южная Африка) (научный руководитель А. А. Антонов)

Риф Меренского является одним из трех платиноносных горизонтов крупнейшего в мире месторождения платины – Бушвельдского комплекса (рис. 1). Размеры комплекса достигают по площади 65 000 км², а по мощности полный разрез комплекса – свыше 7 км. Сравнительно незначительный по мощности риф Меренского (от нескольких сантиметров до нескольких метров) простирается в составе интрузии на 350 км.

Комплекс представлен расслоенной интрузией основного-ультраосновного состава. В ней исследователи выделяют пять зон: краевая (габбро, нориты), нижняя (перидотиты, пироксениты), критическая или переходная (пироксениты, хромититы), главная (габбро, нориты) и верхняя (анортозиты, диориты). Риф Меренского принадлежит к критической зоне, ее верхней части, которая состоит из восьми ритмов пород. Каждый ритм в общем случае снизу вверх состоит из хромитита, гарцбургита или пироксенита, норита и анортозита. Риф Меренского является горизонтом седьмого ритма, а именно ритма Меренского [Barnes, Maier, 2002].

Целью исследования стало определение пространственного положения и типохимического состава минералов (плагиоклазов, хромшпинелидов, слюд) в рифе Меренского. Результаты определены в исследовательском центре компании AngloPlatinum