

**С. Ю. Степанов<sup>1</sup>, В. Л. Уголков<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> – *Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,  
г. Санкт-Петербург*

*Stepanov-1@yandex.ru*

<sup>2</sup> – *Институт химии силикатов РАН, г. Санкт-Петербург  
ugolkov@isc.nw.ru*

**Новые данные по минералогии и петрографии ультраосновных  
пегматитов Нижнетагильского массива, Средний Урал**  
(научный руководитель В. Г. Лазаренков)

Среди дунитов Нижнетагильского массива были впервые описаны гигантозернистые разновидности с индивидами оливина, достигающими размеров 20 см; эти разновидности выделены как дунитовые пегматиты [Виноградская, 1954]. Позже в дунитах были найдены полости крупного размера с уникальной минерализацией, названные О. К. Ивановым камерными пегматитами [Иванов, 1986]. Во многом тема ультрамафических пегматитов раскрыта в работах О. К. Иванова, однако с использованием современных аналитических возможностей устанавливаются некоторые ранее необнаруженные особенности минералогии и петрографии этих образований.

Нижнетагильский массив входит в Платиноносный пояс Урала и залегает в нижней части вулканогенного разреза Тагильской зоны Тагило-Магнитогорской мегазоны. Массив сложен ультраосновными породами и имеет площадь около 50 км<sup>2</sup>. Он находится в Свердловской области в 35 км к юго-западу от г. Нижний Тагил и характеризуется зональным строением. Оно выражается в том, что центральная часть массива сложена дунитами с участками, представленными его гигантозернистыми или пегматоидными разновидностями, а периферия – клинопироксенитами.

В центральной части дунитового ядра массива вскрыты крупнозернистые пегматиты, размер зерен оливина в которых составляет 0.8–1.2 см. В крупнозернистых дунитах Старого дунитового карьера было обнаружено несколько вертикальных

полос 1.5–2 м шириной. Центральные части их сложены зернами оливина с размерами 5–12 ? 4–8 ? 2–5 см [Виноградская, 1954]. В краевых частях пегматитовых тел размер зерен постепенно уменьшается до 6–8 мм, но в этой массе встречаются вкрапленники крупных кристаллов размером 3–4 см по удлинению, которые по мере удаления от центральной части тела уменьшаются в размерах, а затем исчезают.

Первым наиболее характерным отличием гигантозернистых дунитов от мелко- и среднезернистых дунитов по структурно-текстурным особенностям является характер ограничения индивидов оливина. Если в обычных дунитах зерна оливина имеют ровные границы, то в пегматитах – извилистые, которые могут представлять поверхности совместного роста. Вкрапленный в гигантозернистых дунитах хромшпинелид обычно имеет размер 0.7–1.2 мм, иногда до 2 см, и ровные границы, что не характерно для этого минерала в других типах дунитов Нижнетагильского массива. В дунитовых пегматитах отмечаются различные скопления хромшпинелида в виде шпиров, прожилков различной густоты и массивных жил мощностью 5–7 см (рис. 1а, см. вкладку, с. 162). По сравнению с обычными дунитами, рудные тела в пегматитах характеризуются большим размером зерен хромита и повышенным содержанием граната и хлорита (иногда до 3–4 %). В этих рудных телах часто обнаруживаются кристаллы или зерна минералов платины (рис. 1б), достигающие в редких случаях размеров в несколько миллиметров.

Главной отличительной особенностью дунитовых пегматитов от других типов дунитов является наличие миароловых пустот. Миаролы в дунитах были отмечены еще в работах А. Н. Заварицкого [1928]. Г. М. Виноградская [1954] указывает, что миаролы располагаются в осевых частях пегматитовых жил, где они имеют размер 4–5 см, однако при изучении пород Старого дунитового карьера полости размером 2.7–4.9 мм были обнаружены и в краевых частях жил. Часть полостей имеет изометричную форму, их стенки выполнены кристаллами оливина размером 0.7–0.9 мм по удлинению (редко >1.2 мм) с гранями {100}, {010}, {111}, {101} (рис. 1в). Центральная часть полости может быть заполнена либо криптокристаллическим офитом, либо гранатом и, реже, хлоритом. Гранат в полости совершенно ксеноморфен по отношению к оливину и образует зернистый агрегат из индивидов размером 0.3–0.7 мм (рис. 1г). Если пространство полости не полностью занято агрегатом граната, то минерал встречается в виде кристаллов. Хлорит редок и обычно заполняет все пространство полости, оставшееся после кристаллизации оливина, образуя либо монокристаллы, либо агрегаты из нескольких индивидов.

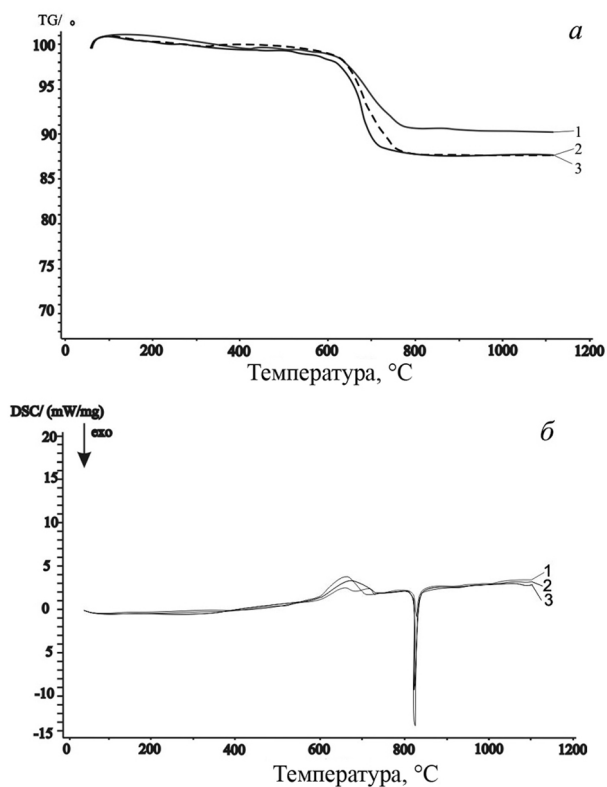
Примером камерных пегматитов, выделенных О. К. Ивановым [1986] в породах Нижнетагильского массива, является минерализованная полость, залегающая на западном склоне г. Ипатовой в правом борту долины р. Чауж. Вмещающими породами для полости являются слабосерпентинизированные среднезернистые дуниты (размер зерен 0.6–1.1 мм). Степень серпентинизации дунитов возрастает по мере приближения к полости, а на расстоянии 10–15 см порода представляет собой аподунитовый серпентинит с полным замещением оливина серпентином. Ее центральная часть сложена криптокристаллическим серпентином, а на стенках развиваются крупные кристаллы оливина, замещенные серпентином, и хлорита (рис. 1ж). В нижней части полости находится тонкий прослой мелких идиоморфных кристаллов хроммагнетита.

В ходе исследований нами были отмечены некоторые особенности строения минералов или их морфологии. К примеру, для кристаллов хроммагнетита в отраженном свете отмечается зональное строение (рис. 1д). Хлорит, на гранях пинакоида

которого видны равносторонние треугольники, закономерно нарастает на крупные кристаллы оливина, замещенные серпентином (рис. 1е). Кристаллы слюды ориентированы перпендикулярно граням оливина и, скорее всего, представляют собой эпиптаксические нарастания.

В полости отмечаются три морфологических типа серпентинов. Первый – это псевдоморфозы хризотила по оливину дунитов, вмещающих полость. Они являются агрегатами тонкоигльчатого или волокнистого хризотила (рис. 1з) с ориентировкой волокон в трех направлениях. Предполагаемый размер замещенных зерен оливина по удлинению составлял 0.9–1.3 мм, в поперечнике – 0.4–0.5 мм. Второй – это хризотил, замещающий крупные кристаллы оливина в полости. Внутренняя структура псевдоморфоз аналогична замещенным оливином аподунитового серпентина. Третий тип – это хризотил, слагающий центральную часть полости, со столь малым размером индивидов, что в шлифе эта масса при скрещенных николях совершенно изотропна.

Все морфологические типы серпентина были изучены при помощи комплексного термического анализа на приборе STA 429 CD (NETZSCH), сопряженном с квадрупольным масспектрометром QMS 403 Aeolos. Образцы теряют воду от 600 до 740 °С. Наименьшая потеря воды (9 %) установлена для серпентина, развившегося по оливину дунитов. Хризотил, заместивший кристаллы оливина в полости, теряет 12 % (рис. 2а). Хризотил в центральной части полости и замещающий крупные индивиды оливина теряет воду один раз (рис. 2б). Серпентин, замещающий оливин вмещающих дунитов, теряет воду дважды, что связано с разным положением H<sub>2</sub>O в структуре минерала.



При температуре 820–830 °С из серпентинов образуется форстерит, и этот процесс для разных морфологических типов хризотила происходит по-разному, о чем свидетельствует скачкообразное изменение энтальпии (рис. 2б). Для хризотила из центральной части полости отмечается наибольший скачок. Наибольшее изменение энтальпии происходит у хризотила, развившегося по оливином вмещающих дунитов. Промежуточное положение

Рис. 2. Графики изменения массы образцов при нагревании (а) и изменения энтальпии при нагревании (б).

1 – хризотил, заместивший оливин вмещающего дунита; 2 – хризотил, развившийся по крупным кристаллам оливина в полости; 3 – криптокристаллический хризотил.

ние на графике занимает изменение энтальпии хризотила, заместившего кристаллы оливина полости. Было установлено, что величина изменения теплосодержания напрямую зависит от наличия примеси NiO в хризотиле. Наличие никеля в кристаллической решетке серпентина всех морфологических типов указывает на близость минералообразующих систем, в которых происходил рост минерала. Учитывая, что возможность никеля встраиваться в кристаллическую решетку напрямую зависит от температуры образования оливина, можно наблюдать логичную закономерность, выраженную в обогащении никелем серпентинов, развивающихся по высокотемпературным оливинам дунитов, относительно серпентинов, заместивших кристаллы оливина в полости и имеющих температуры образования ниже, чем минерал во вмещающих породах. Содержание никеля в хризотиле низкое, поэтому превращение его в форстерит происходит без сильных, скачкообразных изменений. Учитывая образование этого типа серпентина непосредственно из растворов без замещения оливина, можно сделать вывод, что минералообразующая система на заключительном этапе своего развития содержала никель, главным концентратором которого является оливин.

## Литература

- Виноградская Г. М.* Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале // Доклады АН СССР. 1954. Т. 97. № 5. С. 899–902.
- Заварицкий А. Н.* Коренные месторождения платины на Урале. М., 1928. 56 с.
- Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Уральский университет, 1997. 488 с.
- Иванов О. К.* Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 58 с.
- Иванов О. К.* Миаролитовые дуниты в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // Доклады АН СССР. 1988. С. 91–96.
- Пушкарев Е. В., Аникина Е. В., Гарути Дж., Заккарини Ф.* Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса. // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.