

Д. Е. Савельев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
savl71@mail.ru

**О критериях определения роли процессов магматизма, метасоматоза
и реоморфизма в петрогенезисе мантийных ультрамафитов**

В петрологии глубинных пород общепринято отводить ведущую породообразующую роль таким процессам, как 1) кристаллизация магматических расплавов (магматизм); 2) реакционное взаимодействие кристаллических пород с флюидами и/или расплавами (метасоматоз); 3) кристаллизация из гидротермальных растворов и газообразной фазы (гидротермальный петрогенезис); 4) преобразование кристалли-

ческих пород в твердом состоянии без существенного привноса-выноса химических элементов (РТ-метаморфизм) и 5) перераспределение минерального вещества в твердом состоянии при пластическом течении пород без существенного массопереноса во флюидной фазе и химических реакций (реоморфизм, дислокационный метаморфизм).

Применительно к мантийным (офиолитовым) ультрамафитам, обнажающимся в складчатых поясах, наиболее актуальным является рассмотрение трех из пяти указанных процессов: магматизма, метасоматоза и реоморфизма, поскольку именно эти три модели чаще всего предлагаются для объяснения структурно-вещественных особенностей пород [Кравченко, 1969; Москалева, 1974; Савельев, 2013; Чернышов, Юричев, 2013; Lago et al., 1982].

Любое исследование с целью определения генезиса геологического объекта сталкивается с проблемой выявления процесса (событий во времени) на основе изучения статичного материала (горной породы в месте современного залегания). Один из основных путей, ведущих к преодолению данной проблемы в других областях знаний – воспроизведение природных условий в лаборатории (эксперимент) – в петрологии мантийных ультрамафитов в полной мере невозможен. Только отдельные элементарные процессы на уровне зерен и минеральных агрегатов могут быть воспроизведены в эксперименте (плавление, химическое взаимодействие, пластическая деформация).

Другая возможность – выявление в изучаемых однотипных объектах свидетельств различных переходных стадий одного и того же процесса, которой мы и воспользуемся. Примем следующие допущения: 1) рассмотрим ультрамафитовые комплексы складчатых поясов как «однотипные объекты», соответственно, к «однотипным» будем относить все дунитовые образования среди перидотитов этих комплексов; 2) если предполагаемый процесс действительно был при образовании многих однотипных объектов, то маловероятно, что он прошел во всех случаях до конца, т. е. достаточно часто должны наблюдаться его переходные стадии; 3) процесс характеризовался некоторой длительностью, хотя абсолютный временной интервал этой «длительности» не важен, а важно лишь то, что процесс не мог завершиться мгновенно.

К наиболее однозначным признакам, указывающим на кристаллизацию пород из расплава, относятся следующие: 1) порфиновые структуры со стекловатой основной массой в близповерхностных образованиях; 2) наличие первично-магматической зональности в масштабе зерен минералов и скрытой геохимической расслоенности в масштабе геологических тел; 3) наличие зон закалки в краевых частях интрузивов.

Образование дунитов и хромититов в результате кристаллизационной дифференциации должно сопровождаться асимметричной петрографической и геохимической зональностью, подобно таковой, устанавливаемой в расслоенных интрузиях. Для офиолитовых комплексов этот механизм приходится исключить по следующим причинам: 1) холодные тектонические контакты массивов; 2) сложные структурные соотношения между дунит-хромититовой ассоциацией и перидотитами, эпигенетичность дунитовых жил по отношению к перидотитам; 3) отсутствие скрытой геохимической расслоенности; 4) несоответствие состава породообразующего оливина закономерностям кристаллизационной дифференциации: выдержанные высокие содержания магния и никеля в оливине независимо от положения пород в разрезе, тогда как кристаллизация расплава сопровождается постепенным уменьшением концентрации данных элементов в оливине вследствие высокого коэффициента их распределения между оливином и расплавом [Рингвуд, 1981].

Тем не менее, признаки магматических процессов в ультрамафитовой части офиолитов проявлены довольно широко, но, по-видимому, ограничены поровым и трещинным течением мафитовых расплавов. Первый процесс фиксируется по расплавленным включениям в минералах рестита (оливине, хромшпинелиде). Второй процесс фиксируется дайками и жилами габбро и пироксенитов, пересекающими дунит-гарцбургитовую полосчатость.

В метасоматическом процессе по определению основная роль принадлежит химическому взаимодействию между кристаллическими частицами или между кристаллами и флюидом (расплавом). Можно предположить, что данный процесс не может проходить мгновенно и должен «оставлять следы» в породах в том случае, когда он был остановлен на промежуточной стадии. Петрографически это должно быть отражено в реакционных взаимоотношениях между минералами. Хорошей иллюстрацией реакционных процессов могут служить петельчатая структура не полностью замещенного серпентином оливина или теневая структура в амфиболизированном пироксене, которые можно часто наблюдать в соответствующих породах.

Все «реакционные» модели образования дунитов с хромовых оруденением предполагают постепенный переход существенно ортопироксеновых парагенезисов в мономинеральный оливиновый, но различными способами: «оливинизация» при проработке магнезиальными или «восстановленными» флюидами [Варлаков, 1978; Макеев, Брянчанинова, 1999; Москалева, 1974; Чашухин, Вотяков, 2009 и др.], либо реакция расплава базальтового или бонинитового состава с перидотитом, ведущая к растворению пироксенов [Батанова, Савельева, 2009; Kelemen et al., 1995; Zhou et al., 1996 и др.].

При реализации реакционных моделей должны всегда фиксироваться постепенные переходы от перидотита к дуниту, причем в зоне контакта должны встречаться химически корродированные зерна пироксенов, реакционные взаимоотношения между пироксенами и оливином, кристаллизовавшиеся расплавленные составляющие с выделившимися здесь же мелкими кристаллами хромита и т. д. Однако в реальных дунитах эти признаки обычно не наблюдаются. Часть из них отмечается в плагиоклазовых перидотитах, которые часто сопровождают крупные дунитовые тела [Савельев и др., 2008], однако связь их с дунитами и хромититами не определена. В дунитах же, как правило, отмечается «трещинное» течение расплава, фиксируемое в виде прожилков клинопироксена, занимающих секущее положение по отношению к внутренней структуре пород (струйчатости хромшпинелидов, минеральной сланцеватости) [Савельев и др., 2008]. Кроме того, участие водного флюида или расплава в петрогенезе мантийных ультрамафитов проявляется в виде небольших количеств «амфиболоподобных» фаз в перидотитах, по составу соответствующих паргаситу, обогащенному натрием и хромом [Савельев и др., 2014 и др.], а также в некоторых петроструктурных узорах оливина, соответствующих пластическому течению во «влажных» условиях. Однако роль флюида в вещественных преобразованиях ультрамафитов не доказана.

Рассмотрим факты, которые должны наблюдаться при реализации твердофазного механизма образования дунитов и хромититов. В этом случае переход от перидотитов к дунитам реализуется не химическим, а механическим путем [Савельев, Федосеев, 2011; 2014], что должно быть отражено в постепенном увеличении мощности мономинеральных прослоев поликристаллического оливина. Пироксены, препятствующие пластическому течению, должны мигрировать из центральных частей потока к краям. Неоднородная деформация породообразующих минералов должна

фиксироваться петрографическими и петроструктурными методами. Если твердофазное извлечение хрома из породообразующих минералов действительно было в природных ультрамафитах, то оно должно также фиксироваться петрографическими методами в образцах, где процесс был остановлен на начальной стадии образования дунитовых обособлений.

Все указанные выше признаки действительно наблюдаются в офиолитовых ультрамафитах. Во-первых, во всех разновидностях пород ультрамафитовых частей офиолитовых комплексов отмечаются деформационные структуры и предпочтительная оптическая ориентировка оливина, что говорит о кристаллизации пород в условиях пластической деформации. Во-вторых, наиболее мобильной минеральной ассоциацией комплексов является хромитит-оливиновая (дунитовая), что противоречит магматическому внедрению, но находится в полном соответствии с реоморфической моделью. В-третьих, наряду с постепенными переходами от перидотитов к дунитам, часто отмечаются резкие, когда на контакте с дунитовым телом перидотиты содержат до 30 % пироксенов. Оба типа соотношений хорошо объясняются реоморфической моделью [Савельев, Федосеев, 2011; 2014], вместе с тем последний тип соотношений противоречит постепенному реакционному механизму образования дунитов. Образование новых зерен хромшпинелидов при обособлении мономинерального поликристаллического дунита в зонах пластического течения было показано недавно [Савельев, 2014]. Начальные стадии сегрегации проявляются в образовании нитевидных выделений вдоль границ пластически деформированных зерен оливина, которые в дальнейшем сливаются, формируя ограненные кристаллы. Выявленные в природных образцах структуры по генезису представляют собой аналоги таковых, образующихся в условиях динамического старения металлов, и обусловлены реоморфической сегрегацией примесей. Сегрегация более твердой фазы (хромита) в поликристаллическом оливине также должна способствовать «расслоению» материала со все большим разделением его на высокопластичные существенно оливиновые слои и более прочные, обогащенные сегрегациями хромита.

Таким образом, фактический материал по структурным особенностям, петрографическому и минералогическому составу ультрамафитовых комплексов офиолитов не подтверждает широко распространенных концепций их магматического и/или реакционного происхождения. Породы и руды имеют максимальное количество признаков, свидетельствующих о формировании их в ходе пластического течения мантийного вещества, которое, вероятно, и явилось причиной дифференциации материала в твердом состоянии.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ «р_поволжье_a № 14-05-97001».

Литература

Батанова В. Г., Савельева Г. Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 992–1012.

Варлаков А. С. Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала // В кн.: Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978. С. 63–82.

Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.

Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.

Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитонность. Л.: Недра, 1974. 279 с.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.

Савельев Д. Е. Соотношение структур рудоносной дунит-хромититовой ассоциации и перидотитов в офиолитах (на примере массива Крака) // Литосфера. 2013. № 2. С. 76–91.

Савельев Д. Е. К вопросу о происхождении пойкилитовых включений оливина в хромшпинелидах из офиолитовых дунитов // Геологический сборник № 11. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 134–146.

Савельев Д. Е., Федосеев В. Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.

Савельев Д. Е., Федосеев В. Б. Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах // Вестник Пермского университета. Серия «Геология». 2014. № 4. С. 22–41.

Савельев Д. Е., Белозуб Е. В., Котляров В. А. Минералого-геохимическая зональность и деформационный механизм формирования хромитит-дунитовых тел в офиолитах (на примере массива Крака, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 95–98.

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

Чащухин И. С., Вотяков С. Л. Поведение элементов семейства железа, оксидометрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 140–156.

Чернышов А. И., Юричев А. Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калининского хромитонного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.

Kelemen P. B., Shimizu N., Salters V. J. M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature. 1995. Vol. 375. P. 747–753.

Lago B. L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model // Journal of Petrology. 1982. Vol. 23. № 1. P. 103–125.

Zhou M.-F., Robinson P. T., Malpas J., Li Z. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): implications for melt–rock interaction and chromite segregation in the Upper Mantle // Journal of Petrology. 1996. Vol. 37. № 1. P. 3–21.