

110450



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

**ФЛЮИДЫ  
В МАГМАТИЧЕСКИХ  
ПРОЦЕССАХ**

110451



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1982

В экспериментально-теоретической части сборника обсуждаются вопросы взаимодействия флюидов с расплавами, эволюция флюидов с изменением  $P$  и  $T$ . Во всех этих статьях теоретические выводы распространяются на конкретные геологические явления и объекты. В них конкретизируются процессы метаматматизма, под которыми понимают изменение состава расплавы в результате реакции с потоком флюидов. В статье Ф.А. Летникова вариации окислительной обстановки в магмах связываются с неоднородным изменением fugitivности молекулярных соединений флюидов в зависимости от  $T$  и  $P$ . М.Б. Эпельбаумом с соавторами обсуждается обширный круг вопросов взаимодействия флюидов с расплавами и влияния летучих на состав эвтектики. Рассматриваются скорости и условия прохождения флюидов через расплавы и делается вывод о преимущественной дегазации мантии в форме трансмагматических флюидов. В статье Л.Л. Перчука анализируются обменные и смешанные реакции флюидов с расплавами и выдвигается гипотеза о происхождении щелочных гранитоидов, ультращелочных и карбонатитовых магм за счет мафического субстрата мантии. А.И. Альмухамедовым и А.Я. Медведевым обсуждаются вопросы метаматматической сульфуризации базитовых расплавы, источников серы и полезных металлов применительно к образованию сульфидных месторождений. В статье В.Н. Анфиломова с соавторами рассматриваются вопросы физико-химии процессов взаимодействия флюидов с магмами на основе теории полимеризации силикатных расплавы.

Таким образом, в статьях сборника обсуждается приложение гипотезы трансмагматических флюидов к решению основных проблем петрогенезиса и магматогенного рудообразования. В них рассматриваются причины устойчивости и изменчивости продуктов глубинного и поверхностного магматизма; анализируются особенности процессов взаимодействия магм с вмещающими породами; разрабатываются вопросы участия магматических флюидов в эндогенном рудообразовании. Можно констатировать значительный прогресс в развитии гипотезы трансмагматических флюидов, сделанный за 30 лет ее существования.

Ближайшими задачами развития гипотезы являются следующие. Необходимо расширить исследования в области приложения гипотезы к развитию теории магматогенного рудообразования. Нужна разработка системы признаков прохождения флюидов через магматическое тело. Необходимы экспериментальные и теоретические исследования способов прохождения флюидов через силикатные расплавы. Требуется разработка системы признаков, позволяющих различать мантийную и коровую природу трансмагматических флюидов. Необходимо установить масштабы участия трансмагматических флюидов в потоках рудоносных флюидов в сравнении с остаточо-магматическими и коровыми составляющими. Это особенно важно для послемагматических месторождений.

Составители сборника надеются, что его публикация стимулирует исследования по проблеме трансмагматических флюидов.

*Д.С. Коржинский, И.А. Зотов*

УДК 552.112

И.А. ЗОТОВ, Н.Н. ПЕРЦЕВ

## ПРИЗНАКИ ДЕЙСТВИЯ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ В ИНТРУЗИВАХ

### ВВЕДЕНИЕ

Гипотеза о трансмагматических флюидах является одной из фундаментальных в петрологии. Согласно Д.С. Коржинскому, под трансмагматическими понимаются такие флюиды, которые образуются в мантии Земли в результате ее естественной дегазации. Поднимаясь вверх, они вызывают расплавление твердых пород, метасоматоз магматической стадии в ближайшем окружении и выше новообразованных магматических масс, а далее производят метаморфизм осадков. Предполагается, что эти флюиды проходят через образующуюся марму, чем и обусловлено название флюидов.

В 1969 г. Ю.А. Кузнецов и Э.П. Изох [21] сформулировали представления о восходящих потоках легкоподвижных компонентов, выделяющихся из глубоких частей Земли. Такие потоки названы интраэлитическими и в некоторых формах воздействия на земную кору отождествляются с трансмагматическими.

Гипотеза о трансмагматических флюидах первоначально предлагалась для объяснения образования гранитоидов регионально-метаморфических комплексов гранулитовой и амфиболитовой фаций [14]. Она привлекла сторонников магматического и метасоматического генезиса этих гранитов, поскольку в рамках гипотезы гранитные расплавы рассматриваются как конечный продукт метасоматизирующего действия ювенильных мантийных флюидов на вмещающие породы.

В работах В.А. Жарикова, Л.И. Шаблыгина, Н.Н. Перцева, А.С. Павленко, Р.М. Яшиной, И.А. Зотова и многих других показано, что метасоматоз магматической стадии и магматическое замещение сопровождают формирование магматических массивов гранитного, сиедитового, габбрового и ультраосновного состава, локализующихся на средних и малых глубинах. Это указывает на участие трансмагматических флюидов в образовании интрузивов любого состава в широком диапазоне глубин. Явления магматического замещения (порфиритизация) описывались Д.С. Коржинским [12], Г.Л. Последовым [29] и другими в связи с субвулканическими интрузиями среднего состава.

Некоторые современные длительно действующие вулканы следует рассматривать в качестве поверхностных аналогов интрузивных магматических систем с трансмагматическими флюидами. Таковым является озеро щелочных расплавы вулкана Нирагонго в Африке, в котором жидкий расплав сохраняется на поверхности с начала на-

шего столетия [34]. Из лавового озера постоянно выделяются магматические газы, которые, очевидно, поступают снизу в стационарном режиме и препятствуют остыванию озера. По мнению А.А. Маркушева, подобная же причина, вероятно, обеспечивает продолжительную деятельность некоторых Гавайских вулканов. Расплавы их, выплеснувшиеся за борт кратера и лишённые подогревающего действия глубинных флюидов, быстро остывают.

Таким образом, трудно сомневаться в существовании в природе магматических систем с трансмагматическими флюидами. Это не исключает существования в земной коре таких магматических тел, формирование которых происходило без участия трансмагматических флюидов или при низкой интенсивности флюидного потока.

#### ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Многие думают, что природные магмы часто недосыщены летучими. С таким мнением трудно согласиться. Вулканические извержения позволяют исследовать "живые" магмы. В большинстве случаев излияния лав сопровождаются выделением огромных объемов вулканических газов (см. статью В.В. Ярмолко в настоящем сборнике) и среди них — труднорастворимых в магмах  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и др. Можно допустить, что на больших глубинах, при высоких давлениях, и эти газы были растворены в магме. Однако для этого необходимы не реально большие давления, при которых температуры расплавов оказались бы очень высокими. Такие магмы внедрялись бы в земную кору сильно перегретыми, чего обычно не наблюдается. Температуры лав близки к ликвидусным, что подтверждается обычным присутствием в них кристаллов и часто нерасплавленных ксенолитов мантийных и коровых пород. При подъеме магм из глубин в область меньших давлений быстро достигается предел насыщения расплавов труднорастворимыми летучими с обособлением их в самостоятельную газовую фазу. Поэтому во всем диапазоне глубин, доступных непосредственному исследованию, магмы, наверное, всегда содержат свободный газ. Дополнительная аргументация этого положения содержится в работе Ю.П. Масуренкова [24].

Самостоятельная газовая фаза магм обязательно содержит все летучие компоненты, растворенные в расплаве. Однако пропорции летучих компонентов в газовой фазе и в расплаве различны. Например, если летучие представлены  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , то в кислом магматическом расплаве вода преобладает над углекислотой, а в равновесной флюидной фазе соотношение их обратное (рис. 1). При этом химические активности воды и углекислоты в расплаве и газе одинаковы, но коэффициенты активностей их различны и зависят от  $P$ - $T$  условий и химических активностей породообразующих и примесных компонентов. С изменением этих условий меняется и соотношение летучих компонентов во флюиде и в расплаве. При подъеме кислой магмы вверх в силу уменьшения давления растворимость  $\text{CO}_2$  понижается сильнее, чем  $\text{H}_2\text{O}$ . Из-за большего содержания воды в расплаве абсолютное количество  $\text{H}_2\text{O}$ , переходящей во флюид, может

быть более существенным, чем  $\text{CO}_2$ , что приведет к уменьшению доли углекислоты во флюиде.

Приведенные сведения позволяют заключить, что в природе должны преобладать магмы со свободной газовой фазой и что в магматических колоннах большой протяженности состав этого газа будет меняться хотя бы в силу различия давлений. В литературе часто говорят о "сухих" или недосыщенных водой магмах. Это справедливо лишь для теоретических или экспериментальных моделей с единственным летучим, представленным водой. Природные магмы, равновесные с флюидной фазой, всегда насыщены водой, хотя количество ее в расплаве может быть меньше, чем в случае чисто водной фазы.

В реальных условиях при движении вверх обмен летучими между магмой и флюидом будет происходить непрерывно. При относительно быстром перемещении магм, содержащих летучие, с большой глубины к поверхности Земли возможно бурное выделение растворенных в расплаве летучих в газовую фазу, т.е. "вскипание" магм. В свете этого гипотеза транспаризации (заимствования воды магмой или вмещающим порода) представляется несостоятельной, тем более что в достаточно пронизываемых средах вода всегда перемещается из зон более горячих в холодные.

Как только в магме появятся пузырьки газа (флюиды), под действием гравитации они обязательно начнут подниматься вверх по магматической колонне самостоятельно или вместе с прилипами к пузырькам порциями магмы (см. статью М.Б. Эпельбаума и др. в настоящем сборнике). На больших глубинах, в области высоких литостатических давлений, флюидам легче перемещаться по магме, чем по твердым породам. При больших давлениях пористость пород и их пронизываемость низки, а образующиеся трещины должны цементироваться минеральным веществом ввиду пересыщенного характера порового флюида, обусловленного неравномерным распределением давления на кристаллы и участки породы. Видимо, дегаза-

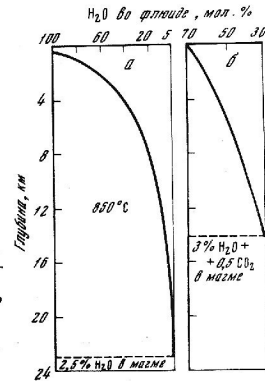


Рис. 1. Расчетное изменение соотношения воды и углекислоты в магматическом флюиде, равновесном с гранитной (а) и базальтовой (б) магмами, в процессе подъема их вверх и кристаллизации [8]

Расчет проводился при условии отсутствия охлаждения магм в процессе подъема, а для гранитных магм — также постоянного удаления флюида из системы. Содержание газов в магме — в начальный момент

быть более существенным, чем  $\text{CO}_2$ , что приведет к уменьшению доли углекислоты во флюиде.

Приведенные сведения позволяют заключить, что в природе должны преобладать магмы со свободной газовой фазой и что в магматических колоннах большой протяженности состав этого газа будет меняться хотя бы в силу различия давлений. В литературе часто говорят о "сухих" или недосыщенных водой магмах. Это справедливо лишь для теоретических или экспериментальных моделей с единственным летучим, представленным водой. Природные магмы, равновесные с флюидной фазой, всегда насыщены водой, хотя количество ее в расплаве может быть меньше, чем в случае чисто водной фазы.

В реальных условиях при движении вверх обмен летучими между магмой и флюидом будет происходить непрерывно. При относительно быстром перемещении магм, содержащих летучие, с большой глубины к поверхности Земли возможно бурное выделение растворенных в расплаве летучих в газовую фазу, т.е. "вскипание" магм. В свете этого гипотеза транспаризации (заимствования воды магмой или вмещающим порода) представляется несостоятельной, тем более что в достаточно пронизываемых средах вода всегда перемещается из зон более горячих в холодные.

Как только в магме появятся пузырьки газа (флюиды), под действием гравитации они обязательно начнут подниматься вверх по магматической колонне самостоятельно или вместе с прилипами к пузырькам порциями магмы (см. статью М.Б. Эпельбаума и др. в настоящем сборнике). На больших глубинах, в области высоких литостатических давлений, флюидам легче перемещаться по магме, чем по твердым породам. При больших давлениях пористость пород и их пронизываемость низки, а образующиеся трещины должны цементироваться минеральным веществом ввиду пересыщенного характера порового флюида, обусловленного неравномерным распределением давления на кристаллы и участки породы. Видимо, дегаза-

ция мантии происходит главным образом через дренирующие ее магматические столбы, часто венчающиеся вулканами. Поэтому участки Земли с высоким тепловым потоком приходится в основном на области вулканизма.

Из изложенного следует, что природные магматические системы сопровождаются потоком проходящих через расплавы, т.е. трансмагматических, флюидов. Поток флюидов может быть слабым (короткоживущим?) или интенсивным (длительным?). В первом случае действие флюидов и их признаки могут быть несущественными, слабо проявленными и трудно диагностируемыми в магматических массивах. По основным геологическим особенностям они будут походить на массивы, образованные флюидонасыщенными магмами. Подобные магматические образования мы условно относим к системам без трансмагматических флюидов или к простым магматическим системам. Под магматическими системами с трансмагматическими флюидами понимаются такие, в которых признаки потоков ювенильных флюидов проявлены достаточно отчетливо. Изучаемые геологами магматические массивы (интрузивные и эффузивные) или их части образуют непрерывную гамму переходов между условно выделенными крайними типами магматических систем.

#### ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ С ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИМИ ФЛЮИДАМИ

Многие геологи считают, что в природе единственно возможны или преобладают простые магматические системы - без трансмагматических флюидов. Такие представления считаются естественными и редко аргументируются. Их сторонники руководствуются скорее спорными теоретическими умозаключениями, чем геологическими фактами. Например, некоторые полагают, что магматические флюиды имеют водную основу и что изначально низкая концентрация воды в Земле и мантии, а также высокая растворимость ее в магмах опровергают возможность проявления трансмагматических флюидов. Другие предполагают общую недосыщенность вещества Земли практически всеми летучими, кроме инертных газов, исходя из гипотезы образования планеты из различных метеоритов, попадающих на Землю в современных пропорциях. Указывают также на связывание на глубине будто бы преобладающих среди ювенильных газов  $CO_2$  и  $H_2O$  в доломите и флогопите.

Эти возражения основаны на сомнительных теоретических предположениях. В частности, в восстановительной обстановке глубинных сфер Земли флюиды могут отличаться от существенно водно-углекислых. При высоких давлениях в них сильно увеличивается растворимость компонентов магм. Очевидно, наши знания о глубинных магматических флюидах очень несовершенны. Поэтому решение проблемы трансмагматических флюидов следует искать прежде всего в геологических явлениях.

Наиболее жесткими доказательствами проявления трансмагматических флюидов представляются: магматическое замещение и мета-

соматоз магматической стадии, вполне подвижное поведение щелочей при формировании магматических массивов и подделачивание их эндоконтактовых фаший, дифференцирование изотопов серы в некоторых траповых интрузивах и некоторые другие процессы.

Магматическое замещение может проявляться только в контакте с активной, незастывшей магмой и прекращается после кристаллизации части ее. В отличие от анатексиса (простого плавления) при магматическом замещении существует массоперенос компонентов. Так, при гранитизации аффиоболитов происходит частичный вынос оснований (дебазификация) и привнос щелочей и кремнезема. Такой перенос осуществляется трансмагматическими флюидами, которые, вытекая из магмы во вмещающие породы и будучи насыщенными компонентами магмы, оказываются неравновесными с вмещающими породами и вступают с ними в реакцию. Магматическое замещение требует значительных энергетических затрат на расплавление, образование новых объемов магмы, и необходимое тепло поставляется трансмагматическими флюидами. В принципе, конечно, можно представить себе случай перегретой магмы, которая при остывании может выделить значительное количество тепла и флюидов, способных произвести в ограниченных масштабах магматическое замещение вмещающих пород. Однако, как отмечалось, в природе перегретые магмы, по-видимому, редки, на что указывает обычное присутствие в лавах вкрапленников минералов.

Магматическое замещение известно в контактах интрузивов разного состава и на разной глубине, но существование процесса, его направленность остаются неизменными. Поэтому ограничимся рассмотрением лишь некоторых примеров замещения в связи с магмами гранитного и габброидного состава.

Магматическое замещение обычно сопровождается метасоматозом магматической стадии, который является внешним фронтом замещения и заключается в химической подготовке вмещающих пород к плавлению путем приближения их к составу магмы. В общем случае при значительном различии состава магмы и замещаемой ею породы возникающие перед фронтом замещения метасоматиты должны иметь зональное строение. При близких составах магмы и замещаемой породы зональная метасоматическая колонка может отсутствовать.

Некоторым своеобразием характеризуется скарновый процесс в контактах с оливинсодержащими габброидами. Пример зональности таких скарнов, изученных на Талнахе (Норильский район) [5], изображен на диаграмме<sup>1</sup> рис. 2. Ее особенность состоит в отсутствии не только околоскарновой породы, но и шпинель-пироксенового

<sup>1</sup>Приняты следующие условные сокращения: *Ан* - анортит; *Би* - биотит; *Гп*, *Гп* - габбро-долериты пихритовые и оливинсодержащие, такситовые; *Ди* - диопсид; *Дол* - доломит; *СаСО<sub>3</sub>* - кальцит; *Кв* - кварц; *Кор* - кордиерит; *Мгт* - магнетит; *Орт* - ортоклаз; *Пер* - периклаз; *Пл* - ряд плагиоклаза; *Сул* - сульфиды меди и железа; *Фор* - форстерит; *Шн* - шпинель.

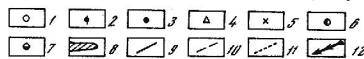
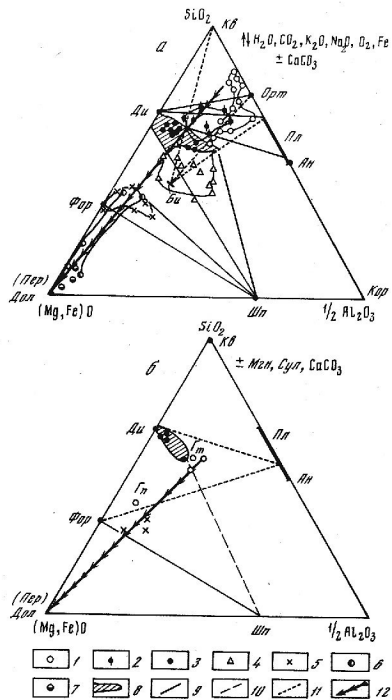


Рис. 2. Диаграммы состав - парагенезис для магнезиальных скарнов магматической стадии в контактах гранитоидов (а) [35, рис. 47, упрощено] и оливинсодержащих долеритов Талнаха (б) [3]

1 - магматические породы эндоконтакта; 2 - близскарново-измененные гнейсы и околоскарновые породы экзоконтакта; 3 - пироксены магнезиальных скарнов; 4 - шпинель-пироксеновые скарны по доломитам; 5 - форстеритовые скарны; 6 - кальцифилы; 7 - периклазовые (и брусчатые) мраморы; 8 - поле составов пироксенов скарнов и магматических пород; 9-11 - коннды минеральных парагенезисов: 9-10 - скарнов и околоскарновых пород (9 - существующие, 10 - возможные), 11 - магматических пород; 12 - линия направленного развития зональности скарнов

скарна, который в условиях вполне подвижного поведения CaO заменяется химически равноценным по инертным компонентам оливин-пироксеновым габбро-долеритом. В тех же участках интрузива долеритов, где эндоконтактовые фаши представлены базальтовыми разностями, шпинель-пироксеновые скарны отсутствуют.

Принадлежность описанных магнезиальных скарнов к магматической стадии, т.е. формирование их до консолидации магмы, доказываются геологическими и петрографическими наблюдениями, свидетельствующими о развитии всех скарновых зон только в сторону карбонатных пород [35]. Случаи корроирования магматической породы минералами рассматриваемых скарнов не отмечались. На расплавленное состояние магматических образований к моменту формирования скарнов указывают наличие в них секущих жилков магматических пород, а также нахождение скарнов в виде ксенолитов в приконтактной части магматических пород. Показательно также закономерное место магматической породы в зональности скарновых тел.

На природу флюидов, вызывающих скарнирование магнезиальных карбонатных пород, проливают свет особенности взаимодействия расплавов эндоконтактовых фаши магматических тел с попадающими в них ксенолитами скарнов. На рис. 3 изображены ксенолиты скарнов в гранитной и долеритовой породах. На фотографиях хорошо видно, что разделение ксенолитов не сопровождается гибридизацией магматических пород, увеличением содержания в них темновещных минералов. Это было бы неизбежно, если бы MgO, содержащаяся в большом количестве в ксенолитах, не выносились бы из зоны реакции, а оставалась в расплаве. Следовательно, имеет место вынос компонентов ксенолитов, избыточных против состава магмы, из зоны реакции, очищение ее. Такое очищение расплавов не осуществляется микропотоками магмы, что очевидно в случае образца, представленного на рис. 3, б, в котором реликты стенок бывшего ксенолита скарна, выеденного изнутри и замещенного магмой, очень тонкие, сложные очертаний. Такие формы вряд ли сохранились, если бы в этом месте существовали микропотоки магмы.

Наиболее приемлемым объяснением для этих случаев является предположение об избирательном выносе из расплавов избыточных компонентов ксенолитов флюидами, проходящими через магму. В этом процессе нет ничего удивительного, поскольку просачивающиеся флюиды равновесны не с веществом ксенолита, а с магмой, отличающейся от него химической активностью кремнезема, магния и др. Такой процесс избирательного выноса компонентов расплава, экстракции их прогоняемыми через расплавы флюидами, широко используется в технике (например, очищение сталей от графита путем его выжигания кислородом, продуваемым через расплавленный металл). Предполагаемый механизм очищения магм находится в полном соответствии с ходом сопряженного с ним процесса образования скарнов в породах экзоконтакта, а также магматического замещения. Во всех этих сопряжено проявляющихся процессах участвуют флюиды, перемещающиеся сквозь эндоконтактовые расплавы и

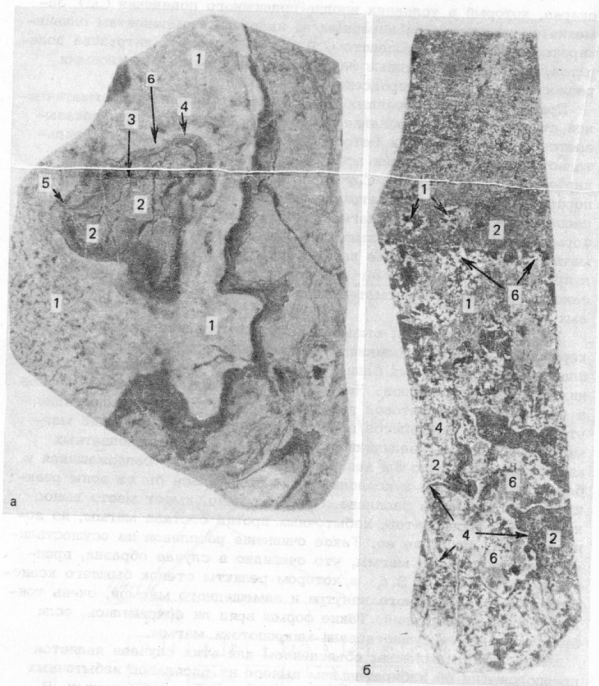


Рис. 3. Корродированные ксенолиты шпинель-форстеритовых скарнов в граните (а) [35, фиг. 3] и в оливинсодержащих сульфидоносных такситовых габбро-долеритах Талнаха (б)

1 — пироксеновый гранит и оливин-пироксен-плаггиоклазовый с сульфидами такситовый долерит; 2 — шпинель-форстеритовый скарн; 3 — шпинель-фассаитовый скарн; 4 — аподолмитовые околоскарновые породы: плаггиоклаз-фассаитовая (см. рис., а) и оливин-плаггиоклазовая (см. рис., б); 5 — послемагматический воластонит-гранатовый скарн; 6 — безоливиновый долерит

породы экзоконтакта в направлении вмещающих интрузивы толщ. Очевидно, такая направленность потока обусловлена поступлением флюидов из внутренних, корневых частей интрузивов к периферии.

Сравнительные особенности состава форстерита магнезиальных скарнов и оливина из реликтов их ксенолитов в долеритах и магматической генерации образца, изображенного на рис. 3, б, проливают свет на сухость и причину растворения флюидами обломков вмещающих пород [5]. В скарнах состав форстерита меняется от 4 мол.% фаялитовой составляющей во внешней части зоны до 11 мол.% фаялита вблизи магматической породы. Оливиновые кристаллы, находящиеся в магматической породе лишь в 1–2 мм от контакта, содержат около 29 мол.% фаялита. Такой же состав имеет оливин, кристаллизовавшийся непосредственно из расплава в других частях образца (см. рис. 3, б). Оливин в тонкой реликтовой оболочке ксенолита содержит около 26 мол.% фаялита, т.е. по составу близок к магматическому оливину. Именно эта его особенность делает возможным нахождение и сохранение в магме реликтовых остатков ксенолитов магнезиальных скарнов. Оливин остатков равновесен с магмой и не вступает в химическую реакцию с ней или с трансмагматическими флюидами. Оливин оказывается как бы котектической фазой и может перейти в расплав только при повышении температуры.

Резкое различие в составе оливина скарнов экзоконтакта и реликтовых остатков их ксенолитов в магматической породе определенно указывает на два вида процесса взаимодействия расплава с форстеритовыми скарнами. В первом случае имеет место магматическое замещение долеритовым расплавом шпинель-форстеритового скарна с высокомагнезиальным форстеритом. В случае же с реликтовым остатком скарнового ксенолита маложелезистый форстерит скарнов сменился железистым оливином. Видимо, в первом случае кремнезем привносился в скарны с большей скоростью, чем железо, что и обусловило смену ассоциации с форстеритом на пироксеновую (салит). Во втором случае скорости перемещения обоих компонентов были близки или у железа выше, чем у кремнезема, что и вызвало повышение железистости форстерита. Последний тип процесса ближе всего к диффузионному. Сочетание двух процессов взаимодействия магмы Верхнеталнахских интрузивов с породами экзоконтакта, в частности с магнезиальными скарнами, весьма типично. Этим обусловлено широкое распространение в горизонте оливинсодержащих такситовых долеритов кольцеобразных и петлевидных ленточек и щепочек оливиновых зерен.

Магматическому замещению подвергаются, конечно, не только магнезиальные карбонатные породы, но и все другие, вмещающие магматические массивы. В рамках небольшой статьи невозможно рассмотреть все разнообразие этих процессов. Остановимся лишь на некоторых.

В литературе иногда указывают на существование известковых скарнов якобы магматического этапа. Такие утверждения ошибочны. Несмотря на контрастность составов известковых мраморов и контактирующих с ними магматических пород, метасоматиты магмати-

ческой стадии при этом обычно не образуются. Магма непосредственно замещает известняки. Это относится и к гранитным магмам. Причины этого рассмотрены в работе Н.Н. Перцева [27]. Обычно концентрация  $\text{CO}_2$  в отделяющихся от кислых магм флюидах слишком высока, что препятствует образованию в этих высокотемпературных условиях силикатов с отношением  $\text{Ca/Si} > 1$ . В сравнении с магnezальной средой это сильно ограничивает минеральное разнообразие возможных метасоматитов. Силикаты с меньшим отношением  $\text{Ca/Si}$ , например востонит и плагиоклаз, не могут возникнуть в силу кинетических причин: скорость формирования таких зон оказывается меньше скорости продвижения фронта магматического замещения. Обусловлено это низкой растворимостью глинозема и кремнезема в растворах.

В малоглубинных условиях в контактах более высокотемпературных магм основного состава образование силикатов с отношением  $\text{Ca/Si} > 1$  становится возможным. Колонки известковых скарнов магматической стадии известны в контактах известняк - долерит [27].

Магматическое замещение гранитной магмой пепитовых пород проявляется через фельдшпатазацию с образованием очковых гнейсов и роговиков. При этом в исходные породы приносятся компоненты полевых шпатов, что подтверждается петрологическими данными. Однако особенно эффективно действие трансмагматических флюидов проявляется при гранитизации основных кристаллосланцев древних шпатов, например Украинского, Алданского, Анабарского и др. Образование гранитных пород на месте сланцев хорошо доказывает геологически и corroborруется выносом из вмещающих пород большого количества мафических компонентов и приносом в них кремнезема и щелочей. Выносимые компоненты не образуют скоплений по крайней мере на уровне гранитизации ни во вмещающих породах, ни в новообразованных гранитах. Гранитизация проявляется в сланцах неравномерно, по отдельным слоям и межслоевым поверхностям. Такая пространственная неравномерность процесса ведет к появлению обильных ксенолитов в гранитных массивах, образующихся в результате смыкания мелких разрозненных магматических тел.

Замещение пепитовых пород магмой среднего и ультраосновного состава происходит путем предварительного палингеного плавления метаморфизованных осадков с образованием гранитных расплаво. Последние метаматическим путем преобразуются в расплавы более основного состава под действием трансмагматических флюидов. Подобные явления устанавливаются в связи траповыми интрузивами Талнахского и Норильского месторождений [5].

Вполне подвижное поведение щелочей при магматических процессах и подщелачивание расплаво эндоконтрактных фаций. Выдающимся открытием в области петрографии и петрологии магматических образований явилось установление Д.С. Коржинским [11]<sup>1</sup> вполне

<sup>1</sup> По устному утверждению Д.С. Коржинского, эта статья была написана еще в 1939 г., но публикация ее и самого сборника задержалась.

подвижного поведения щелочей в магмах. Это обстоятельство допускало отклонения от последовательности кристаллизации минералов из магмы, определяемой принципом Боуэна. Такие факты были уже установлены петрографами.

Заключение Д.С. Коржинского было сделано на основе анализа приложения минералогического правила фаз Гольдшмидта к парагенезисам магматических пород и опиралось на ранее установленное также Д.С. Коржинским различное термодинамическое поведение компонентов в процессах минералообразования.

Гранитные магматические породы сложены девятью главными химическими компонентами:  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ . Согласно правилу фаз Гольдшмидта для закрытых систем (вариант правила фаз Гиббса для произвольных значений  $P$  и  $T$ ), гранитная порода должна состоять из девяти минералов, если она эволюционировала как закрытая система с инертным поведением всех компонентов. При варьрующем, но взаимозависимом в группах изменении составов сосуществующих полевых шпатов и темновещных минералов с магнетитом количество фаз должно сократиться до семи. Однако в пределах массивов и даже магматических комплексов состав полевых шпатов и темновещных минералов бывает устойчив. Это сокращает число степеней свободы системы на 2, а число максимально возможных фаз в системе увеличивается до девяти или восьми, если состав темновещных минералов не зависит от состава полевых шпатов. В природе гранитные породы бывают сложены пятью, редко шестью минералами: двумя полевыми шпатами, кварцем, одним-двумя темновещными минералами, магнетитом. Присутствие дополнительных аксессуарных минералов обусловлено особыми компонентами, не включенными в приведенный выше ряд. Согласно правилу фаз Коржинского, в общем случае разница между числом максимально возможных в системе фаз и фактически присутствующих отвечает числу вполне подвижных компонентов. Следовательно, при образовании гранитных пород четыре, три, редко два компонента из приведенного выше ряда являлись вполне подвижными. К ним, несомненно, относится  $\text{H}_2\text{O}$ . Постоянный состав плагиоклаза в ассоциации с калиевым полевым шпатом в гранитных массивах, зависящий от концентрации щелочей в породах, свидетельствует о термодинамически подвижном поведении в этих процессах щелочей. На такое поведение калия указывает приуроченность биотита к темновещному минералу и магнетиту, а не к калиевому полевому шпату, что наблюдалось бы при инертном поведении щелочи.

Сказанному выше, казалось бы, противоречит существование гранитов с тремя темновещными минералами. Таковы, например, кордирит-гранат-биотитовые граниты чудово-бердичевского (железевского) комплекса Украины, а также оливин-гиперстен-биотитовые разности украинских рапакиви. Проведенные И.А. Зотовым (1970 г.) петрографические исследования этих пород показали, что в них темновещные минералы всегда находятся в реакционных взаимоотношениях. Обычно биотит образует каймы вокруг остальных

2. Зак. 1226

минералов. В рапакиви этот процесс совершается в послемагматическую стадию. Таким образом, и в этих типах гранитов число равновесных, не реагирующих между собой минералов не превышало шести, так что и эти граниты формировались при вполне подвижном поведении  $H_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ .

Вполне подвижное поведение щелочей при магматических процессах в отличие от инертного поведения других породообразующих компонентов, очевидно, невозможно без трансмагматических флюидов. В самом деле, если бы в магмах перемещение компонентов осуществлялось только диффузией, то трудно было бы объяснить различие в термодинамическом поведении двух групп компонентов. Кроме того, выравнивание состава плагноклаза по всему массиву указывает на крупномасштабное перемещение щелочей в магме, что и обуславливает выравнивание их активности по всему объему магматического тела. На это же указывает наследование уровня активности щелочей, установившегося в магме, и на послемагматическом этапе. Так, образовавшиеся при высокой щелочности месторождения флогопита и лазурита пространственно и генетически связаны с гранитами повышенной щелочности [12], тогда как мусковитовые пегматиты и обширные кислотные выщелачивания находятся в связи с гранитами пониженной щелочности [20].

Особенно ярко вполне подвижное поведение щелочей, обеспеченное трансмагматическими флюидами, проявляется в процессах подщелачивания расплавов эндоконтактных фаций массивов. Отмечается оно при магматическом замещении пород высокой основности, например описанных выше аподолмитовых магнезиальных скарнов, а также пород базитового состава. Обычные сочетания основной и приконтактной фаций таковы: гранит - граносениит, граносениит - субщелочной пироксеновый гранит, гранодиорит - сениит, сениит - нефелиновый сениит и даже гранит - сениит - нефелиновый сениит. Связь нефелиновых сениитов с контактами сениитов и гранитов в доломитовых контактах поразительна [10, 28]. По-видимому, не случайна связь ультращелочных и ультраосновных пород во многих массивах. Характерно также появление амфибола в эндоконтактах массивов гранитов с биотитом, если они замещают амфиболиты и кристаллосланцы базитового состава. Интересный случай подщелачивания пикритовых долеритов в контакте их с магнезиальными скарнами установлен на Талнахе [4, 5]. В колонке магнезиальных скарнов, кроме шпинель-форстеритовой зоны, присутствует и шпинель-пироксеновая, что, как отмечалось выше, весьма необычно для контактов с оливинсодержащими долеритами. Появление в колонке пироксеновых скарнов обусловлено тем, что пикритовый расплав отделялся от скарна зонкой базоливиновых долеритов, образовавшихся при кристаллизации подщелоченных эндоконтактных расплавов. Соответственно с изложенным на диаграмме рис. 2, б переход от пикритового долерита к форстеритовому скарну осуществляется по линии с петлей возврата через относительно обогащенные кремнеземом и глиноземом безоливиновые долериты.

Разумное объяснение явлений подщелачивания сделано Д.С. Кор-

жинским [15] в рамках концепции взаимодействия оснований в потоке трансмагматических флюидов. Из аналитической химии известно, что повышение основности растворов ведет к возрастанию в них коэффициента активности и самой активности всех оснований (без учета явления концентрации) и тем сильнее, чем сильнее основание. Это приводит к переходу сильных оснований в твердые фазы. В приложении к расплавам повышение активности оснований вызывает расширение полей кристаллизации минералов, поглощающих эти основания, или даже появление нового минерала, более богатого основаниями.

При вступлении трансмагматических флюидов, равновесных с магмой и содержащих все ее компоненты, во вмещающие породы, богатые сильными основаниями, химическая активность щелочей в растворах возрастает. В результате создается градиент химической активности щелочей в непрерывном потоке флюидов, что приведет к диффузионному перемещению щелочей обратно в магму. Это вызовет повышение концентрации и химической активности щелочей в эндоконтактных расплавах и приведет к кристаллизации здесь пород, обогащенных щелочесодержащими минералами сравнительно с породами остальной части массива. В рассматриваемых случаях породы эндоконтакта обогащены не только щелочами, но и глиноземом и обеднены кремнеземом. Перенос этих инертных компонентов осуществляется трансмагматическими флюидами, из которых извлекается глинозем, необходимый для кристаллизации в этих зонах повышенных количеств полевых шпатов и фельшпатоидов. Кремнезем без задержки транспортируется трансмагматическими флюидами в породы экзоконтакта. Этот вопрос уже обсуждался в связи с магматическим замещением и сопровождающим его метасоматозом магматической стадии.

Таким образом, вполне подвижное поведение щелочей в магматических процессах, явления подщелачивания расплавов в контактах магм с основными вмещающими породами доказывают проявление в этих процессах трансмагматических флюидов, служат признаком их действия.

Дифференциация изотопов серы в сульфидоносных трапловых интрузивах. Это явление было обнаружено В.А. Коваленкером [9] при анализе большого числа определенных изотопного состава серы ливкационных вкрапленных в интрузивы сульфидов и ангидридов осадочных и метаморфических пород Талнахского и Норильского рудных узлов. Распространенные здесь сульфидосодержащие трапловые интрузивы залегают субгоризонтально на разных стратиграфических уровнях или падают под небольшими углами. Ливкационные сульфиды интрузивов характеризуются тяжелой серой ( $\delta^{34}S$  варьирует от 9 до 16‰), что, несомненно, указывает на заимствование части серы из осадочных пород. Однако это произошло в промежуточном очаге или в канале подъема, а не на месте современного залегания интрузивов, поскольку в их эндоконтактных частях сульфиды отсутствуют. Как установил В.А. Коваленкер, на Талнахе сульфиды стратиграфически выше залегающих магматических тел

беднее тяжелой серой, чем сульфиды нижежащих тел. В пределах единого тела сульфиды периферийных частей массивов обогащены легким изотопом  $^{32}\text{S}$  сравнительно с сульфидами заглубленных тыловых частей интрузивов. Максимальная разница в изотопном составе серы сульфидов сравниваемых частей тел достигает примерно  $\Delta\delta^{34}\text{S} = 7\text{‰}$ . Отмечается также, что ангидриты контактово-метаморфических пород содержат серу, на несколько промилле более легкую, чем ангидриты осадочных пород (примерно 19 и 22–24‰ соответственно). Эти закономерности хорошо видны на разрезе Хараелахской ветви продуктивного на сульфиды Верхнеталнахского интрузива, построенном Н.И. Горбачевым и Л.Н. Гриненко [2]. В пределах точности метода не устанавливается значимого изменения изотопного состава серы сульфидов в вертикальном разрезе магматических тел. Выявленные закономерности схематически изображены на рис. 4.

Приведенные сведения позволяют сразу исключить из рассмотрения в качестве факторов дифференциации изотопов серы в интрузивах такие процессы, как гравитационная дифференциация изотопов и гибридизация магмы веществом вмещающих пород. Следует отвергнуть в качестве объяснения ссылки на большую летучесть легких изотопов как лишние конкретизации механизма дифференциации. Объяснение явления следует искать в динамическом взаимодействии флюидов с заключенными в силикатных расплавах ликвационными выделениями сульфидов. Подобное описанному фракционирование изотопов серы в результате дегазации спокойно кристаллизующихся магм не может произойти потому, что изотопный состав серы сульфидов не коррелируется с составом силикатной части магм, определяющим их температурную историю и скорость консолидации.

Остается допустить, что фракционирование изотопов происходит под воздействием потока флюидов, проходивших через магму интрузивов преимущественно вдоль их оси, т.е. от тыловых, прикорневых зон к фронтальным и фланговым. В связи с этим напомним, что в условиях равновесия легким изотопом обогащается фаза с более восстановленной формой серы [38,3]. Коэффициент фракционирования изотопов уменьшается с ростом температуры, но знак его остается неизменным. Принимая во внимание участие трансмагматических флюидов в формировании рассматриваемых Верхнеталнахских интрузивов и образование значительной части эндоконтактовых расплавов в результате магматического замещения, И.А. Зотов [5] выдвинул предположение о возникновении ликвационно-вкрапленных сульфидов главным образом при сульфуризации периферийных расплавов потоком флюидов. Сульфуризация и образование сульфидных выделений происходит при освобождении серы из комплексных соединений восстановленных флюидов из-за их окисления при взаимодействии с высокоокисленными расплавами магматического замещения. В полном соответствии с этой моделью находится установленная А.Д. Генкиным и др. [1] смена сульфидных ассоциаций с малосернистым сульфидом железа (троилитом), распространенных в тыловых и центральных частях интрузивов, ассоциациями с более богатыми серой

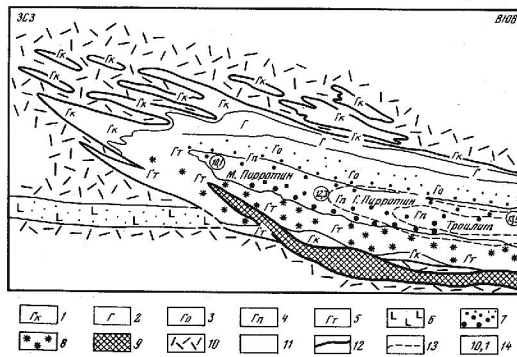


Рис. 4. Схематический продольный разрез через Хараелахскую ветвь Верхнеталнахского интрузива с данными по составу сульфида железа в ликвационно-вкрапленных рудах и изотопному составу серы в них

1–5 – габбро-долериты: 1 – безоливиновые, контактовые, 2 – безоливиновые, 3 – оливиновые и оливиносодержащие, 4 – пирокластиты, 5 – оливиносодержащие, такситовые; 6 – силл лейкогаббро; 7 – мелкая интерстициальная и каплевидная вкрапленность (с приблизительным указанием размера сульфидных капель); 8 – интерстициально-агрегативная ликвационная сульфидная вкрапленность; 9 – массивные сульфидные руды; 10 – рогивики; 11 – вмещающие девонские осадочные породы; 12 – границы интрузива и массивных руд; 13 – условные границы распространения рудных ассоциаций с сульфидом железа определенного состава; 14 – средний изотопный состав серы ликвационных выделений сульфидов  $\delta^{34}\text{S}$  – в промилле

гексагональным, а затем и многоклинным пирротинами в приконтактовых частях тел. Эта зональность схематически показана на рис. 4. Сульфидная зональность обусловлена повышением окислительного потенциала к периферийным частям интрузивных тел, а не ростом концентрации серы в этом направлении, так как отсутствие сульфидов в эндоконтактовых расплавах указывает на поступление серы из внутренних частей магматических тел. Трудно найти иное объяснение этим фактам.

Из изложенного следует, что сера флюидов из тыловых зон массивов находится в более восстановительной форме, чем в сульфидах, и поэтому она была обогащена легким изотопом сравнительно с рудами. Поэтому и сульфиды периферийных частей интрузивов, образовавшиеся за счет серы флюидов, также оказались обогащены легким изотопом серы. Этому способствует перевод части серы трансмагматических флюидов в высокоокисленные газообразные соединения, на-

пример сероводород, двуокись серы, которые существенно богаче тяжёлым изотопом, чем даже сульфиды [3,38]. Уходящие из магмы во вмещающие породы окисленные серные газы все еще были обогащены изотопом  $^{32}\text{S}$ , который они передавали ангидриду метаморфизуемых осадочных пород. Обогащение ангидритов метаморфических пород легкой серой сравнительно с ангидритами осадков действительно имеет место.

Таким образом, дифференциация изотопов серы в верхнеталлахских трапповых интрузивах, наиболее вероятно, обусловлена действием трансмагматических флюидов, сера которых находилась в более восстановленном состоянии, чем в сульфидах. Высокая восстановленность серы флюидов свидетельствует о подкоровой их природе.

### РОЛЬ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ В ПРОЦЕССАХ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Кратко рассмотрим те геологические явления, которые в разной степени обосновано либо еще предположительно, как следствия гипотезы, связываются с действием трансмагматических флюидов.

**Магмообразование.** Эта область приложения гипотезы разработана не удовлетворительно. Имеется, правда, обширная литература по процессам магматического замещения пород верхних горизонтов земной коры. Трансмагматические флюиды могут играть решающую роль в генезисе магм более глубоких зон Земли. Однако пока это обсуждается лишь в последних работах Д.С. Коржинского [18], который показал, что обогащенность высокощелочных магм окисным железом обусловлена выплыванием их из субстрата под действием щелочных флюидов.

**Магматическая дифференциация.** Здесь также сделано очень мало. Автор гипотезы Д.С. Коржинский предположил существование принципиально нового типа магматической дифференциации — метаматического изменения расплавов под действием охлаждающихся по мере подъема трансмагматических флюидов [17]. Суть процесса в том, что с охлаждением и уплотнением флюидов возрастает их кислотность в результате, например, увеличения в них концентрации высоколетучих сильных кислот. В результате поднимающиеся по магматическим колоннам или батолитам и штокам флюиды будут охлаждаться вместе с магмой, становиться кислотнее — агрессивными и начнут выщелачивать из магмы осадания. Это должно вести к относительно обогащению расплавов в первую очередь кремнеземом и глиноземом и обеднению их магических компонентами, осветлению магм. Это теоретически строго обоснованное предположение не получило пока обстоятельного геологического обоснования, но доказано экспериментально (см. статью М.Б. Эпельбаума и других в настоящем сборнике). Геологическим аналогом предполагаемого процесса является известное похищение апикальных фазий гранитоидных массивов, как это описано, например, в работе [22].

Пока можно лишь предполагать, что это явление широко распро-

странено в природе. Возможно, именно таким путем образуются так называемые интрузивы сложного типа, в едином контуре которых совмещены разные по составу геологически обособленные магматические тела. Их называют фазами, но такой их природе противоречит отсутствие тел подобного состава вне единого контура массива. Представляется странным обязательное совмещение фаз в единый массив. Вполне вероятно, что некоторые из этих фаз являются факультативными равнозначными метаматматическими преобразованной магмы. Таковы, например, лейкократовые такситовые дифференциаты продуктивных на сульфиды трапповых интрузивов Талнаха [5].

Важную роль трансмагматические флюиды должны играть в процессах гравитационно-кристаллизационной дифференциации магматических массивов. Такая их роль вытекает из известного понижения температур кристаллизации расплавов с флюидами сравнительно с их бесфлюидными, "сухими" аналогами. Степень влияния газов и даже температурная направленность влияния зависят от типа летучего соединения. Однако многие летучие соединения понижают температуру кристаллизации силикатных расплавов, расширяют температурный интервал кристаллизации и этим способствуют увеличению продолжительности жизни расплава и большей завершенности процессов гравитационно-кристаллизационной дифференциации.

Этому должно способствовать также подогревание расплавов высококонгретными трансмагматическими флюидами подкорового происхождения. Скорее всего, тепло флюидов выделяется в результате их окисления при взаимодействии с высокоокисленными породами коры, метеорными водами, насыщенными кислородом воздуха. Разогревающее действие трансмагматических флюидов уже подчеркивалось на примере длительно действующих вулканов Нипрагоно и Гавейских островов. С этим связывается глубокая дифференцированность продуктивных трапповых интрузивов Северо-Запада Сибирской платформы [5].

**Морфология массивов.** Магматические массивы имеют простую или сложную форму, обусловленную выступами и афизмами интрузивов во вмещающие породы. Обычно различия в морфологии массивов объясняют различной активностью тектонической жизни районов, особенно в момент формирования интрузивов. Однако не только этим определяется сложная морфология многих массивов. Известно, что наиболее прихотлива форма массива в тех их частях, где в экзоконтактах широко проявлены процессы метасоматоза магматической стадии. В этих местах обычные многочисленные афизмы часто сложной формы. Это вполне понятно, так как трансмагматические флюиды вызывают активное замещение пород рамы новообразованными расплавами. Расплавы магматического замещения являются только частью колонии метасоматитов метаматической стадии, которые образуются по сложной системе тектонических нарушений во вмещающих породах. В этом процессе магма как бы следует за метасоматитами по этой сложной системе каналов. Этим явлением обусловлена необычайно сложная форма продуктивных трапповых интрузивов Талнаха, совершенно несвойственная другим типам трапповых интрузивов

зиков района [5]. Благодаря неоднородному прохождению трансмагматических флюидов в глубинных метаморфических комплексах и преимущественному использованию флюидами слоистой неоднородности этих толщ сложную морфологию имеют образующиеся на этих глубинах гранитные мигматит-лутиты.

**Контактовый метаморфизм.** Известна пространственная неравномерность проявления метаморфизма в экзоконтактах средне- и мелкоглубинных интрузивов. Обычно такую неравномерность не удается однозначно связать с морфологическими особенностями магматических тел. Часто неоднородность проявления метаморфизма связывают с участием флюидов. Петрологи, не разделяющие представлений о трансмагматических флюидах, считают их образовавшимися в результате дегазации осадков при их прогреве или принимают за остаточные от кристаллизации флюидосодержащих магм [30]. Однако если метаморфизирующие флюиды имели бы остаточную природу, то, во-первых, участие их в процессах прогрессивного метаморфизма, совершающегося на фоне роста температуры, сомнительно и требует специального доказательства, а, во-вторых, такие флюиды должны производить метаморфизм ранее закристаллизовавшихся пород эндоконтакта, что обычно не наблюдается. Если же метаморфизирующие флюиды образовывались при дегазации прогреваемых осадков, тогда степень метаморфизма, его масштабы в известной степени коррелировались бы с литологией вмещающих толщ, а вмещающие породы магматического генезиса, включая и туфы, оставались неметаморфизованными. Однако пока достоверно не описаны случаи взаимосвязи масштабов метаморфизма и литологии пород. Не отвергая в принципе участия в метаморфических процессах флюидов рассматриваемых генетических типов, мы считаем, что их роль несущественна.

Участие магматических флюидов прогрессивного этапа в контакто-метаморфических процессах часто устанавливается по увеличенной мощности метаморфических пород в крыльях интрузивов. Указанием на участие в метаморфизме магматогенных флюидов, как уже отмечалось, может служить большая доля высокотемпературных образований в метаморфическом ореоле интрузивов. При сопоставлении пластинчатых магматических тел важным критерием участия в их образовании трансмагматических флюидов является индекс Ингерсола, характеризующий отношение мощности метаморфических пород ореола к мощности метаморфизирующего магматического тела. Так, по этому признаку среди трапных интрузивов Талнаха отчетливо выделяются продуктивные верхнеталнахские массивы как имеющие наибольший индекс и принадлежащие к системам с трансмагматическими флюидами [5].

Важную роль трансмагматические флюиды играют в процессах метасоматоза, о чем подробно говорилось выше. Однако трансмагматические флюиды могут принимать участие и в метасоматозе постмагматической стадии, примешиваясь к остаточно-магматическим флюидам [16]. По-видимому, этим в значительной степени объясняется часто устанавливаемое несоответствие объемов магматических

тел и локально и генетически связанных с ними постмагматических процессов метаморфизма, метасоматоза и орудения.

**Рудообразование.** Эта область геологии практически не затронута гипотезой трансмагматических флюидов. Имеется выдвинутое Д.С. Коржинским предположение о возможном образовании магматических сульфидов базитовых магм в результате их метаматической де-базификации [19]. Л.Н. Озниковым [25] выдвинуто представление о возможном участии трансмагматических флюидов в образовании месторождений, поскольку такие флюиды должны нести рудные металлы. Развитием этих представлений является выдвинутая И.А. Зотовым гипотеза о возможном участии трансмагматических флюидов в образовании как магматических месторождений, так и магматогенных месторождений постмагматического этапа [6, 7]. В основе гипотезы лежат изложенные выше материалы по образованию сульфидных руд Талнахского рудного узла [5, 6]. Среди работ, по-видимому, имеющих отношение к приложению гипотезы о трансмагматических флюидах к области рудообразования, следует упомянуть работу А.А. Маракушева [23] о роли разных по составу флюидов ювенильного генезиса в переносе металлов, а также статьи Р.М. Слободского [32, 31] о значении и роли восстановительных ювенильных флюидов в процессах магмообразования и переносе ими рудных элементов. Укажем также на интересную статью А.Г. Жабина, В.С. Гладких, помещенную в настоящем сборнике.

Изложенный материал оставляет мало сомнений в том, что магматические системы с трансмагматическими флюидами представляют частое природное явление. По мнению авторов, подавляющее большинство магматических образований относится к таким типам систем. Различаются же они по интенсивности (длительности?) потоков трансмагматических флюидов, участвующих в формировании тех или иных магматических образований. Признаки трансмагматических флюидов или результаты их деятельности многообразны, но изучены они неудовлетворительно. Настоятельная необходимость в таких исследованиях определяется тем, что трансмагматические флюиды принимают участие в формировании не только нерудных образований, но и рудных месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Генкин А.Д., Коваленко В.А., Смирнов А.В., Муравичка Г.Н. Особенности минерального состава юрьинских сульфидных вкрапленных руд и их генетическое значение. — Геол. руд. месторожд., 1977, 19, № 1.
2. Горбачев Н.И., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского медно-никелевого месторождения (Норильский район) и некоторые вопросы его генезиса. — Геохимия, 1973, № 8.
3. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974.
4. Зотов И.А. Явления магматического замещения в контактах Талнахских габбро-долеритовых интрузивов. — В кн.: Материалы к V Всесоюз-

- ному петрографическому совещанию. Т. 1. Проблемы петрологии (геологические аспекты). Альма-Ата: Наука, 1976.
5. Зотов И.А. Генезис трапвых интрузивов и метаморфических образований Талхака. М.: Наука, 1979.
  6. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды и магматогенное образование (на примере Cu-Ni месторождений трапвой формации). - Докл. АН СССР, 1979, 246, № 2.
  7. Зотов И.А. Возможная роль трансмагматических флюидов в магматогенном рудообразовании. - Сов. геология, 1980, № 2.
  8. Кадяк А.А. Вода и углекислота в магматических процессах. - В кн.: Физико-химические проблемы магматических и гидротермальных процессов. М.: Наука, 1975.
  9. Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик Л.П. Изотопный состав серы сульфидов из месторождения Талхацкого рудного узла в связи с их селеноносностью. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2.
  10. Колев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974.
  11. Коржинский Д.С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. - В кн.: Академику Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
  12. Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. - Тр. ИГиН АН СССР. Петрогр. сер. (№ 10), 1947, вып. 29.
  13. Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М.: Изд-во АН СССР, 1948.
  14. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2.
  15. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
  16. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. - В кн.: Междунар. геол. конгр. XIII сессия. Докл. сов. геологов. Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968.
  17. Коржинский Д.С. Проблема различия метасоматических образований от магматических и осадочных. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.
  18. Коржинский Д.С. Зависимость состава магм от щелочности трансмагматических флюидов. - Докл. АН СССР, 1977, 235, № 2.
  19. Коржинский Д.С. Метаматическая сульфурзация в габброидах. - В кн.: Контактные процессы и оруделение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979.
  20. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967.
  21. Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков пепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1989, т. 1.
  22. Курчавов А.М. Распределение элементов в вертикальном разрезе Курского гранитного массива. - Сов. геология, 1975, № 7.
  23. Маркушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979.
  24. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979.
  25. Овчинников Л.Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование. - В кн.: Проблемы магматической петрологии. М.: Наука, 1973.

26. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974.
27. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977.
28. Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центральной Туркестана. М.: Наука, 1964.
29. Поспелов Г.Л. О явлениях замещения при образовании эффузивоидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
30. Ревертатто В.В. Фазы контактового метаморфизма. М.: Наука, 1970.
31. Слободской Р.М. Элементорганические соединения и некоторые проблемы эндогенной геологии. - Геология и геофизика, 1977, № 5.
32. Слободской Р.М. Элементорганические соединения и эндогенное рудообразование. - Сов. геология, 1978, № 3.
33. Туровичев Д.М. Закономерности пространственного размещения метаморфических и метасоматических образований в контактовых ореолах трапвых интрузивов Талхацкого рудного узла: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ШНИГР, 1972.
34. Ферхуген Дж., Терьер Ф., Вейс Л. и др. Земля. Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974, т. 1.
35. Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973.
36. Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1975.
37. Шабынин Л.И. О новых аспектах в изучении скарновых месторождений. М.: ИГЕМ АН СССР, 1977.
38. Robinson B.W., Ohmoto H. Mineralogy, fluid, inclusions, and stable isotopes of the Echo Bay U-Ni-Ag-Cu deposits, Northwest Territories, Canada. - Econ. Geol., 1973, 68, N 5.

*Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. - В кн.: Междунар. геол. конгр. XIII сессия. Докл. сов. геологов. Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968.*

УДК 552.112

А.В. ЛАПИН

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РЕЖИМА РАННИХ КАРБОНАТИТОВ

Необычайно высокий уровень концентрации в карбонатитовых комплексах щелочей, углекислоты, фосфора и литофильных редких элементов (Nb, Ta, Zr, TR, Sr и др.) и несомненная связь этих комплексов с магнитным источником предполагают наличие особого механизма глубокой геохимической дифференциации, отличного от механизма выплавления нормальных базальтовых магм. Эти специфические геохимические особенности карбонатитовых комплексов находят удовлетворительное объяснение, если предположить наличие в зонах повышенной проницаемости потоков мантии [1].

Увильные флюидные потоки не только в значительной мере определяли условия выплавления и состав первичных магм, но и

6 Арч. сс.