

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

И.А. Зотов

Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании

Ответственный редактор
Н.Н. ПЕРЦЕВ



МОСКВА "НАУКА" 1989



5217

Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании / И.А. Зотов — М.: Наука, 1989. — 214 с. — ISBN 5-02-003238-7

Обсуждаются вопросы зарождения трансмагматических флюидопотоков при инициальном мантийном магнообразовании и их участия в формировании и эволюции магматических очагов. На конкретном геологическом материале рассматриваются процессы метамагматизма, т.е. флюидно-магматического взаимодействия, магматического замещения боковых пород, приводится их классификация и признаки. Важная роль трансмагматических флюидов в эндогенном рудообразовании показана на примере медно-никелевых месторождений Норильска и Австралии, платиноидной минерализации Бушвельда, апатитовых месторождений Хибин и Сибири. Обсуждается возможность использования гипотезы трансмагматических флюидов для понимания генезиса и разработки признаков крупных рудных узлов и эндогенных месторождений.

Книга представляет интерес для специалистов по эндогенному петрогенезису и рудообразованию.

Ил. 42. Табл. 3. Библиогр.: 154 назв.

Рецензенты: *А.М. Борсук, В.С. Попов*

Редактор издательства *К.В. Ильин*

The questions of generation of the transmagmatic fluid flows at the initial formation of mantle magmas and their participation in the formation and evolution of source magma chambers are discussed. Fluid-magmatic interaction, magmatic replacement of wall rocks are considered on concrete geological material. Their classification and typical features are offered. An important role of transmagmatic fluids in endogenic ore formation is shown on the examples of copper-nickel deposits of Norilsk and Australia, platinum mineralization of Bushveld, apatite deposits of Hibin and Siberia. There are discussed the possible using of the hypotheses of the transmagmatic fluids for the understanding of genesis and the working out of typical signs of large ore fields and endogenic deposits.

The book is of interest for specialists in endogenic petrogenesis and ore formation.

Ill. 42. Tabl. 3. Bibliogr.: 154 name. Reviewers: A.M. Borsuk, V.S. Popov

1804020000-347
3 055 (02) - 89 271-89, кн. 2

© Издательство "Наука", 1989

ISBN 5-02-003238-7

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая читателям монография И.А. Зотова содержит обобщение и развитие работ Д.С. Коржинского – выдающегося петролога XX столетия, посвященных интригующей идее об участии потоков свободной флюидной фазы при образовании и эволюции магм, в процессах метаморфизма и метасоматизма, сопровождающих продвигающиеся магмы, и в эндогенном рудообразовании.

Опираясь на глубокие и обширные знания геолого-петрографического материала по многим регионам, обладая удивительными способностями находить взаимосвязь геологических явлений и событий, выявлять главные факторы, управляющие этими процессами, Д.С. Коржинский еще в конце 40-х годов понял, что ряд явлений, сопровождающих магматический процесс, невозможно объяснить без привлечения предположения о существовании в расплавленных магматических массах потоков флюидов. Его уверенность обосновывалась совокупностью следующих обстоятельств: широким распространением явлений магматического замещения вмещающих толщ, существенной химической однородностью магматических пород в больших объемах, проявлением глубоких химических изменений боковых пород перед фронтом магматического замещения вплоть до образования зональных тел метасоматитов, приближающих вмещающие породы к составам магм. Набор этих особенностей хорошо согласуется с гипотезой о трансмагматических флюидах. Нужно заметить, что за 40 лет, прошедших с тех пор, не появилось ни одного альтернативного предположения, объясняющего всю совокупность отмеченных фактов. Несмотря на это, гипотеза пробивала дорогу с трудом, много лет оставаясь инструментом познания лишь сравнительно небольшого числа петрологов. Этому способствовали слабая физико-химическая подготовка большинства петрографов и их невнимание к взаимодействию магм с боковыми породами. Сказывалось и широко распространенное заблуждение о недосыщенности магм флюидами, базирующееся на отождествлении сложных газовых смесей с чистой водой. Много споров вызывала сама возможность перемещения газовых пузырей в магме из-за высокой вязкости магм. Однако экспериментальные работы Ф.А. Петникова по прогонке флюидов через расплавы, пробулькивание газов через лавы показали реальность движения флюидов в силикатных расплавах. Как бы то ни было, но образование некоторых специфических метасоматитов перед фронтом магматического замещения, синхронное с продвижением магмы, является порождением флюидов, выходящих из продвигающейся "живой" не застывшей магмы.

Есть научные понятия, явления, свойства природных объектов, процессы, которые современная наука не в состоянии пока изучать напрямую, непосредственно. Нет возможностей проникнуть в мантию Земли и отоб-

рать пробы для изучения ее состава и свойств. Однако изучение состава и процессов в мантии идет полным ходом; оно выполняется по косвенным данным, по результатам процессов. К подобным проблемам относится и вопрос о трансмагматических флюидах. Их невозможно наблюдать, как невозможно пока непосредственно видеть становление интрузивных тел. Однако результаты воздействия флюидов на магмы и вмещающие породы изучению доступны. Закономерности движения флюидов и воздействия флюидов, проходящих через магму, могут быть решены с необходимой полнотой при разработке и использовании достаточной совокупности критериев распознавания этого процесса. Явления, связанные с взаимодействием трансмагматических флюидопотоков с магмой, названы Д.С. Коржинским метамагматизмом. В терминах гипотезы о метамагматизме нашли строгое объяснение закономерности эволюции магматических тел и появилась возможность на принципиально новом уровне исследовать магматогенное рудообразование, найти и понять его причины, оценить условия возникновения месторождения. Такие факты, как отсутствие корреляции между размерами месторождений и объемами магматических тел, их породивших, фракционирование изотопов вдоль магматических колонн и рудных тел, вертикальная и латеральная зональность руд не находят удовлетворительного решения в рамках прежних гипотез и требуют новые подходы к их изучению, учет гипотезы о метамагматизме.

Всем этим проблемам посвящена предлагаемая книга. Автор ее многие годы проводил детальные работы по поиску новых критериев установления воздействия трансмагматических флюидов на процессы минерало- и рудообразования. Эти работы были начаты и проводились под руководством и при участии Д.С. Коржинского, придававшего им большое значение. После ухода из жизни Д.С. Коржинского, автор продолжает исследование проблемы, главным образом в приложении к магматогенному и гидротермальному минералообразованию.

Один из разделов книги рассматривает вопросы причин и места зарождения трансмагматических флюидов. Автором выдвинута и разработана гипотеза о мантийном их источнике. Для этого потребовалось произвести переоценку флюидонасыщенности вещества верхней мантии, проанализировать влияние механических (тектонических) процессов на глубинное магнеобразование, рассмотреть вопросы распределения компонентов между флюидной и жидкой фазами, проблемы локализации потоков флюидов в морфологически сложных магматических колоннах и камерах. Гипотеза обсуждает вопросы источника рудного вещества, его экстракции, переноса и отложения в магматических системах.

В книге подробно рассмотрены некоторые механизмы таких сложных явлений, как приконтактовое ощелачивание, которое может происходить при оттоке щелочей в магму от контакта либо при замещении богатых щелочами экзоконтактовых пород. Для начального замещения магмой вмещающих пород автор предложил механизм *частичного плавления*. Этот вопрос представляется дискуссионным, поскольку при магматическом замещении контрастных более тугоплавких пород, видимо, должно преобладать растворение части их объема с одновременным заполнением магмой. Дискуссионны и некоторые другие положения, развиваемые И.А. Зотовым, особенно в гипотезе о мантийном генезисе трансмагматических флюидов.

Однако гипотеза имеет полное право на гражданство, так как опирается на современные экспериментальные и геологические данные, внутренне согласована и непротиворечива. Очевидно, что необходимы новые детальные и обширные исследования для решения этой фундаментальной, ключевой проблемы петрологии.

Нет сомнения, что предлагаемая монография будет встречена с большим интересом петрологами широкого профиля и специалистами по эндогенным месторождениям и послужит распространению целеустремленных петрологических работ нового поколения.

Н.Н. Перцев

ЧТО ТАКОЕ "ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ"?

"Трансмагматические флюиды" — понятие и термин, редко используемые в советской и отсутствующие в зарубежной геологической литературе, которыми обозначают потоки надкритических мантийных газов, проходящих через еще жидкие магмы. Это понятие было сформулировано выдающимся петрологом Д.С. Коржинским [47] почти 40 лет назад (1952 г.) в рамках гипотезы, позволяющей объяснить сопряженность процессов метасоматоза и плавления гнейсов и сланцев в зонах глубинной гранитизации, широко распространенной на кристаллических щитах, но проявляющейся и на меньших глубинах. Существо гипотезы заключалось в предположении о нередком проявлении в расплавленных магматических телах, в частности, гранитного состава потоков существенно водных, как тогда представлялось, растворов. Будучи равновесными с гранитными магмами, растворы при вступлении во вмещающие породы отличного состава должны химически взаимодействовать с ними, вызывая метасоматические изменения. При достаточно продолжительном и направленном из магмы потоке растворов преобразования боковых пород будут, очевидно, происходить в направлении сближения их с составом магмы и при достижении его произойдет плавление субстрата. В этом процессе часть компонентов боковых пород, избыточная сравнительно с магмой, будет унесена из зоны контакта, а недостающая часть компонентов отложена потоком растворов. В результате вмещающие магму твердые породы заместятся расплавом, близким или идентичным по составу с магмой, вызывающей эти изменения. Замещение расплавом изменяемой породы Д.С. Коржинский [47] назвал инфильтрационным магматическим замещением, а процесс предварительного изменения пород — метасоматозом магматической стадии. Важной особенностью магматического замещения является сохранность структур боковых пород, так как существенного изменения объема при этом не происходит, хотя это не исключено.

Гипотеза Д.С. Коржинского была выдвинута в кульминационный момент дискуссии сторонников только метасоматической (их называли трансформистами) или только магматической природы гранитов зон гранитизации, в которой участвовали все крупнейшие петрологи мира (см. ссылки в статье Д.С. Коржинского [47]). Нетрудно заметить, что гипотеза Д.С. Коржинского объединила взгляды и аргументы противоборствующих сторон и, видимо, сняла остроту дискуссии. Открытый диспут прекратился, и гипотеза Д.С. Коржинского получила широкое признание отечественных геологов, изучавших регионально-метаморфические комплексы областей гранитизации. Однако с середины 60-х годов вплоть до начала 80-х в зарубежных странах и отчасти в нашей стране преобладающее распространение получили представления о палингенном и анатектическом образовании магматических расплавов зон гранитизации (см.,

например, книги К. Менерта, Г. Винклера, В.П. Петрова, В.С. Шкодзинского) за счет расплавления пород соответствующего литологического состава, т.е. терригенных пелитовых пород и их метаморфических аналогов или выплавления легкоплавкой фракции из пород отличного состава. Необходимый для этого прогрев связывали с погружением толщ в более нагретые геотермическим теплом глубинные уровни. Но в настоящее время в нашей стране [17] и за рубежом [135] уже с привлечением геохимических, изотопных данных и наблюдений над газово-жидкими включениями в минералах вновь растет популярность представлений о гранитизации под действием потоков глубинных флюидов.

Однако будет неверно считать, что гипотеза Д.С. Коржинского о потоках трансмагматических флюидов была забыта в нашей стране. Со времени создания она активно развивалась прежде всего Д.С. Коржинским, его учениками В.А. Жариковым, А.А. Маракушевым, Л.И. Шабынным и другими, включая автора настоящей книги.

Почему же недостаточно широк фронт исследований проблемы трансмагматических флюидов? Прежде всего потому, что она относится к проблемам высокой сложности, для полного решения которой современный уровень развития геохимии, экспериментальной и теоретической петрологии, смежных наук – физики и химии – недостаточен. Главным препятствием в ее восприятии является отсутствие и по сей день приемлемой физической модели движения трансмагматических флюидов через силикатные расплавы в форме, отличной от всплывания пузырьков газа. Не менее сложными оказались геолого-петрографические стороны проблемы. Даже детально разработанная теория формирования одного из типов метасоматитов магматической стадии – магнезиальных скарнов, являющихся ярким свидетельством действия трансмагматических флюидов, оказалась сложна для широкого понимания и внедрения в повседневную геологическую практику. Недостаточен уровень понимания процессов изотопного фракционирования в флюидно-динамических системах, на основе которых возможна разработка признаков трансмагматических флюидопотоков. Как показано ниже, такое фракционирование установлено в некоторых объектах. Неясен состав мантийных флюидов и слабо изучено распределение компонентов между магматическими расплавами и газовыми смесями. Эти вопросы в настоящее время активно исследуются. Однако на этом пути ожидаются значительные методические сложности из-за экспериментирования в высоко восстановительных и агрессивных средах.

Несмотря на неопределенности, гипотеза трансмагматических флюидов представляет собой живую развивающуюся проблему. Многие и все более разнообразные геологические образования непротиворечиво объясняются лишь с привлечением этой гипотезы. К ним относятся метасоматиты магматической стадии, ошелоченные фации магматических тел в контактах с породами основного состава, окислительно-восстановительные взаимодействия в магмах и многие другие явления, которые обсуждаются ниже. Область приложения гипотезы расширяется, включая рудные образования. На ее базе в 1980–1984 гг. И.А. Зотовым [25] и Д.С. Коржинским с коллегами [54, 144] выдвинута гипотеза образования крупных и уникальных месторождений, которой предполагается ведущая роль трансмагматических флюидов в переносе полезных компонентов эндогенных месторождений.

Дополнительную поддержку гипотеза трансмагматических флюидов получила в результате обнаружения флюидного метасоматоза в обломках мантийного вещества, выносимого глубинными магмами на земную поверхность. Это указывает на мантийное вещество как на вероятный источник обсуждаемых флюидов.

Таким образом, гипотеза трансмагматических флюидов приобретает черты крупной междисциплинарной геологической проблемы, которая вскрывает новые дополнительные характеристики разнообразных эндогенных процессов – магматизма, метаморфизма и рудообразования. Пока она обосновывается преимущественно геологическими наблюдениями с привлечением методов физико-химического анализа парагенезисов минералов. Нами рассматриваются главным образом эти аспекты проблемы. Разработка физических и химических вопросов проблемы сдерживается недостаточным уровнем знаний в этих областях. Однако это не должно препятствовать развитию гипотезы трансмагматических флюидов ввиду ее способности внести новые элементы в понимание хода эндогенных петрогенетических и рудогенных процессов разных уровней глубинности.

ОСНОВНЫЕ ВЕХИ В РАЗВИТИИ ГИПОТЕЗЫ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ

Хотя понятие о трансмагматических флюидах и существование гипотезы были сформулированы Д.С. Коржинским в 1952 г., основанием служили результаты более ранних его работ. Так, еще в 1947 г. Д.С. Коржинский [46] обосновал вполне подвижное поведение в магмах не только легко летучих H_2O и CO_2 , но также K_2O и Na_2O . Их химические потенциалы определяют минералогические фации и порядок кристаллизации минералов магм, в частности гранитоидных. В то время Д.С. Коржинский предполагал, что обычная выдержанность минерально-парагенетической фациальности магматических массивов определяется высокой диффузионной подвижностью в магмах щелочей. Однако низкая скорость диффузии компонентов привела его позднее к заключению о выравнивании потенциалов щелочей в магмах с помощью просачивающихся через них флюидопотоков.

При разработке гипотезы трансмагматических флюидов Д.С. Коржинский [47] опирался на идею французского петролога П. Термье, который еще в 1910 г. предполагал, что граниты и опережающий их метаморфизм вызываются восходящими потоками горячих водных растворов. К идее П. Термье Д.С. Коржинский обратился не случайно, так как уже в середине—конце 30-х годов он пришел к выводу о вполне подвижном поведении H_2O и CO_2 в процессах регионального высокотемпературного метаморфизма, что могло проявиться лишь в потоках смеси этих компонентов через метаморфизируемые толщи.

Основополагающая статья Д.С. Коржинского [47] содержала важное для развития гипотезы практическое положение; в ней было сформулировано понятие о метасоматитах магматической стадии как обязательной зоне изменения боковых пород на фронте магматического замещения. Наличие таких метасоматитов, интродуцируемых образующейся в их тылу магмой, указано в качестве геологического признака потоков трансмагматических флюидов. Такие метасоматиты могут сравнительно легко обнаруживаться в геологических обнажениях по наличию ксенолитов метасоматитов или их пересечению контактирующими магматическими телами. В качестве примера метасоматитов магматической стадии Д.С. Коржинский [48] указал на шпинельсодержащие магнезиальные скарны, первоначально установленные им в областях гранитизации.

Начатые в эти годы активные исследования глубинных магнезиально-скарновых железорудных месторождений Алдана (Л.И. Шабынин, А.А. Маракушев, Н.Н. Перцев), гипабиссальных магнезиально-скарновых борных месторождений Верхоянья (Н.Н. Перцев), гипабиссальных скарново-полиметаллических месторождений Карамазара (В.А. Жариков), где проявлены и магнезиальные скарны, позволили разработать теорию магнезиального скарнообразования. Показано, что большие объемы шпи-

нель-форстеритовых и шпинель-пироксеновых скарнов формируются в результате метасоматоза магнезиальных карбонатных пород за счет приноса в них Al_2O_3 и SiO_2 из еще жидкой магмы в составе выходящих из нее водно-углекислотных флюидов. Обширные размеры тел скарнов (например, на описанном Л.И. Шабыниным [118] золото-медном месторождении Холь-Гол, КНДР, одно из скарновых тел столбообразной формы имеет мощность 40 м при протяженности около 450 м) не могут объясняться формированием их только газами, пересыщавшими магму краевых частей магматических тел. Сильная изменчивость мощностей метасоматитов в разных участках контакта одного магматического массива указывает на струйчатый характер потока трансмагматических флюидов в магмах.

Представления Д.С. Коржинского были с энтузиазмом восприняты петрологами нашей страны. В литературе стали появляться сообщения о все более разнообразных типах метасоматитов магматической стадии в контактах магм различного состава и разного уровня глубинности. Г.Л. Пospelов (1955 г.) отмечал широкое распространение порфиритизации и порфиризации боковых пород (включая карбонатные) в контактах гипабиссальных интрузивов основного и среднего состава в скарново-железородных месторождениях Горной Шории и на Салаирских полиметаллических месторождениях.

К метасоматитам магматической стадии были отнесены широко распространенные и обширные (до 3–5 км шириной [97]) ореолы щелочных метасоматитов – фенитов, развивающихся по гнейсам и габброидам в экзоконтактах нефелиновых сиенитов (Р.М. Яшина, В.И. Коваленко, Р.П. Тихоненкова и др.). Очевидно, никакими разумными степенями пересыщения флюидами силикатных магм такие масштабы изменения вмещающих пород объяснить нельзя и приходится допускать возможность притока трансмагматических флюидов из глубоких частей магматических колонн до начала кристаллизации краевых фаций массивов. Последнее вытекает из определения этих метасоматитов как образований магматической стадии.

В конце 60-х годов дискуссия о метасоматозе магматического этапа сосредоточилась вокруг происхождения карбонатитов. Было установлено, что и эти магмы вызывают обширные ореолы фенитизации (А.В. Лапин, 1982 г. и многие другие).

Хотя проведенные дискуссии и доказали несомненное существование метасоматитов магматической стадии в контактах магм любого природного состава и на различных уровнях глубинности, решительного сдвига магматистов к признанию гипотезы трансмагматических флюидов не произошло. Дело в том, что не были установлены надежные критерии, позволяющие отличать инъекционные магматические тела от образованных путем магматического замещения тыловых зон метасоматитов магматической стадии. Эта проблема актуальна до настоящего времени. Она обусловлена не только недостатком представительного количества тонких геохимических (в частности, изотопных) данных, но и существом процесса образования расплавов магматического замещения. Поднимающиеся из глубоких уровней магматических колонн и равновесные с ними трансмагматические флюиды должны приводить расплавы замещения в полное

петро- и геохимическое соответствие с ювенильными магмами. Так, устойчивость состава магматических массивов одной возрастной формации, проявленной на обширной территории и в различном литологическом окружении (например, двуслюдяные граниты Станового хребта) Д.С. Коржинский приводил в качестве аргумента в пользу становления магматической формации под воздействием потока трансмагматических флюидов определенной щелочнометальности. Ассимиляция же литологически различного вмещающего субстрата должна выразиться в парагенетическом разнообразии магматических пород разных массивов формации. Еще более эта аргументация применима к массивам ультращелочных и карбонатитовых магм, среди которых доля расплавов магматического замещения должна быть высока, что следует из большого объема сопровождающих их метасоматитов магматической стадии.

Отмеченная минералого-парагенетическая устойчивость магматических формаций проявляется в региональном плане. Для отдельных же массивов с активными потоками трансмагматических флюидов характерна фациальная и фазовая нестабильность. С направленным движением, т.е. фильтрацией трансмагматических флюидов из магмы в боковые породы основного состава Д.С. Коржинский [49], а позже и другие исследователи связывали нередкое подщелачивание эндоконтактных фаций массивов. Явление обусловлено реакционным повышением коэффициентов активности и самих активностей оснований в растворах при вступлении их в основную среду. Из-за разницы в активностях компонентов (прежде всего щелочей) в разных частях контакта происходит диффузионный отток щелочных компонентов из экзоконтакта в магму.

Другой тип изменений магм, связанных с потоками трансмагматических флюидов, выражается в метамагматической дебазификации расплавов. Этот процесс, ранее никем не выделявшийся, Д.С. Коржинский [51] объяснял реакцией магмы с охлаждающимися к контактам массива флюидами, кислотность которых с понижением температуры растет [56]. При этом возрастает растворимость во флюидах фемических компонентов с перераспределением их из магмы в летучую фазу. Процесс экспериментально и теоретически обоснован М.Б. Эпельбаумом и А.Д. Кузнецовым [63]. К продуктам метамагматической дебазификации гранитных магм Д.С. Коржинский относил аплиты, лейкократовые шпиры в гранитных массивах, онгониты (топазодержащие лейкограниты), открытые В.И. Коваленко [38], а также пегматоидного облика такситовые габбро-долериты верхнеталнахских интрузивов с ликвационными рудами и предположительно гранитоидные магмы Исландии.

Автор настоящей книги [24] выделил другой тип метамагматических взаимодействий в приконтактных частях магматических тел, связанный с окислением восстановительных трансмагматических флюидов. Этот тип взаимодействия играет важную роль в формировании сульфидных ликвационно-вкрапленных руд в базит-ультрабазитовых интрузивах. Видимо, с ним связано известное во многих рудно-продуктивных магматических массивах обогащение эндоконтактных фаций рудными компонентами и соответствующими аксессуарными минералами.

Перспективное направление выявилось в приложении гипотезы трансмагматических флюидов к проблемам эндогенного рудообразования и

его связи с магматизмом. Еще в 1969 г. Л.И. Шабьнин [118] описал магнетитовое оруденение магматической стадии. В Питкярантском месторождении Южной Карелии почковидные и полосчатые выделения магнетита в мраморах срезаются и замещаются магнезиальными скарнами и гранитами. Так как эти магнезиальные скарны образуются трансмагматическими флюидами, а магнетитовая минерализация размещена на их фронте, то резонно предположить привнос железа обсуждаемыми флюидами. В 1970 г. Л.С. Бородин и А.С. Павленко высказали (без обоснования) предположение о возможном привносе трансмагматическими флюидами разнообразных рудных металлов. Л.Н. Овчинников [87] такое предположение обосновал подсчетом количества рудных элементов, выносимых вулканическими газами, к которым, как он считал, близки трансмагматические флюиды. Известно, что количество полезных металлов, выносимых вулканическими газами при извержениях, сопоставимо с запасами средних месторождений. Однако эти предположения требовали геологического обоснования. Д.С. Коржинский [45, с. 57–62] указал на возможность образования ликвационной сульфидной вкрашенности в базит-ультрабазитовых интрузивах в процессе их метамагматической дебазификации за счет рудных компонентов изменяемой магмы. При детальном изучении медно-никелевых сульфидных месторождений Талнахского рудного узла нами [24, 25] были найдены многочисленные свидетельства образования ликвационно-вкрапленных в интрузивах руд за счет металлов, привносимых восстановительными трансмагматическими флюидами. Расширенное толкование этого явления позволило выдвинуть более общую концепцию участия трансмагматических флюидов в образовании эндогенных месторождений главным образом, крупных и уникальных [24]. Согласно гипотезе, источником полезных ископаемых этих месторождений может быть не только магматическое вещество, но и трансмагматические флюиды. Это направление разработки проблемы трансмагматических флюидов еще только зарождается.

В 1973 г. Ю.А. Кузнецов, Э.П. Изох [64] сформулировали гипотезу об интрателлурических потоках тепла и вещества в коре и мантии. По мнению авторов, эти потоки возбуждают процессы плавления на разных уровнях планеты. Через 5 лет были установлены достоверные признаки метасоматоза в ксенолитах мантийного вещества на уровнях зарождения глубинных магм. Мнение о стимулировании мантийного магмообразования глубинными флюидопотоками распространено и среди зарубежных ученых [138, 154]. Однако эта точка зрения не бесспорна и обсуждается в IV части книги.

Ю.А. Кузнецов и Э.П. Изох разделяют мнение Д.С. Коржинского о вполне подвижном поведении щелочей в магмах, указывая на выдержанный тип щелочнометальности от базит-ультрабазитовых до гранитных членов многофазных интрузивных серий. "Сквозьмагматические" или трансмагматические флюиды Д.С. Коржинского авторы отождествляют с интрателлурическими на этапе существования магматических расплавов.

Ю.А. Кузнецов и Э.П. Изох предполагали, что интрателлурические флюиды зарождаются на глубинах в несколько сот километров без указания причин их генерации. А.А. Маркушев и Л.Л. Перчук [79] указали на высокоплотный характер гидридов щелочей и окислов щелочных земель, которые в силу этого могут быть типичными составляющими низов верхней и

верхов нижней мантии. Снижение давления может, по их мнению, быть причиной дегазации соединений с образованием потоков восстановленных газов. Их окисление в терригенных толщах коры служит источником тепла процессов прогрессивного метаморфизма и гранитизации. Напомним предположение В.Н. Ларина [66] о высоководородном составе земного ядра, являющегося источником водородных струй, взаимодействие которых с веществом мантии и коры, по мнению автора, может быть причиной крупномасштабных тектонических движений и проявлений магматизма. По доступным наблюдениям эндогенным проявлениям трудно распознать, являются они следствием модели Маракушева-Перчука или Ларина.

На основании сопоставления состава газовой компоненты магматических образований разного уровня зарождения и метаморфизованных под действием эндогенных флюидов пород разнообразных фаций Ф.А. Летников с коллегами [68] сделали вывод о преобладании восстановленных компонентов флюидов над окисленными в мантийных производных. По мере подъема восстановленные мантийные газы окисляются коровым веществом и в результате внутренней эволюции с изменением температуры и давления. В последующих сборниках под редакцией Ф.А. Летникова сделан вывод о смене древнего восстановительного режима на окислительный (существенно водный) на рубеже архея—протерозоя [68]. Возрастная эволюция глубинных флюидов принята Ф.А. Летниковым за критерий старения астеносферы.

В настоящий момент наиболее актуальна задача приложения представлений о природе и эволюции мантийных флюидов к проблеме взаимосвязи петрогенезиса и рудообразования. В свете этого необходимо выделить книгу А.Д. Щеглова и И.Н. Говорова [122], в которой систематично и последовательно проведена идея о ведущей роли мантийных флюидов в образовании различных типов месторождений металлических полезных ископаемых. Работа ценна открытием новых путей изучения многих типов месторождений.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ

<i>Аб</i> — альбит	<i>Кс</i> — кальсилит	<i>Пирр</i> — пирротин (моноклинный и гексагональный)
<i>Ам</i> — амфибол	<i>Куб</i> — кубанит	<i>Сульф</i> — сульфиды
<i>Ап</i> — апатит	<i>Мг</i> — магнетит	<i>Тн</i> — талнахит
<i>Би</i> — биотит	<i>Мгн</i> — магнетит	<i>Тр</i> — троилит
<i>Гр</i> — гранат	<i>Мх</i> — моихукит	<i>Фл</i> — флогопит
<i>Ди</i> — диопсид	<i>Нф</i> — нефелин	<i>Фо</i> — форстерит
<i>Дол</i> — доломит	<i>Орт</i> — ортоклаз	<i>Хп</i> — халькопирит
<i>Кв</i> — кварц	<i>Пер</i> — периклаз	<i>Хп_к</i> — халькопирит кубический
<i>Кд</i> — кордиерит	<i>Пи</i> — клинопироксен	<i>Шп</i> — шпинель
<i>Кор</i> — корунд	<i>Пл</i> — плагиоклаз	<i>Эг</i> — эгирин
<i>Кпш</i> — калишпат	<i>Пн</i> — пентландит	

МЕТАСОМАТОЗ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Выше отмечалось, что этот тип метасоматоза имеет ключевое значение в гипотезе о трансмагматических флюидах как важный признак их проявления в магматических массивах. Между тем большинство петрографов при изучении воздействия магмы на боковые породы упускают их из виду. Причин этому несколько. Главная состоит в недооценке теоретического и особенно практического значения их проявлений. Уместно напомнить высказывание Д.С. Коржинского [50] о том, что в значительных масштабах магматическое замещение (и, добавим, обязательно сопровождающие его метасоматиты магматической стадии) проявляется на месторождениях, т.е. в связи с рудно-продуктивными интрузивами. Смысл закономерности выяснился позже [25, 55, 144] и обсуждается в III части книги.

Метасоматиты магматической стадии редко описываются и из-за их сходства по геологическим формам, условиям залегания, петрографическим и минералого-парагенетическим чертам с контактово-метаморфическими образованиями и высокотемпературными послемагматическими метасоматитами. Трудности в вычлениении метасоматитов магматической стадии значительны и случаются у разработчиков теории их образования [120]. Тем не менее выделять их необходимо, так как такие метасоматиты могут быть главным показателем промышленной перспективности района.

ИЗУЧЕННОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Несмотря на уже длительную историю исследований, начавшуюся с двух работ Д.С. Коржинского [47, 48], многие типы обсуждаемых метасоматитов остаются мало изученными. Общая классификация метасоматитов магматической стадии приведена В.А. Жариковым и Б.И. Омеляненко (1965 г.). Наиболее обстоятельно изучены магнезиальные скарны и фениты, хотя и в этих группах продолжается описание новых разновидностей и условий проявления. Например, Н.Н. Перцев и А.Л. Кулаковский [90] впервые описывают на Таежинском железорудном месторождении Алдана магнезиальные скарны, развивающиеся по бывшим ультрабазитам, и вторую после Юго-Западного Памира находку кордиерит-содержащих скарнов. Еще предстоит разобраться с принадлежностью безглиноземистых диопсидовых скарнов и форстерит-кальцитовых зон, распространенных в ряде тел известково-преобразованных магнезиальных скарнов, к магматическому или послемагматическому этапам [120]. В настоящей книге впервые на примере Хибин рассматриваются апойолитовые метасоматиты, аналогичные фенитам.

Другие типы метасоматитов магматической стадии изучены еще меньше, например, метасоматиты, сопровождающие гранитизацию глубинных комплексов, которая исследуется не менее ста лет. Несмотря на распространенные геолого-петрографические описания, подсчеты баланса вещества в зонах мигматизации, общие закономерности процессов гранитизации еще только намечаются. В недавней работе В.А. Жарикова и С.Н. Гавриковой [17] впервые четко определены минерально-парагенетический состав и зональность метасоматитов формации гранитизации, убедительно показана инфильтрационно-метасоматическая, а не палингено-анатектическая природа мигматитов. Геохимические данные указывают на образование гранитных составляющих мигматитов под воздействием подкоровых (по терминологии Д.С. Коржинского), т.е. мантийных флюидов.

Еще меньше в литературе сведений о метасоматитах магматической стадии в контактах магматических тел основного состава, что не отражает их распространенности в природе. Сведения о метасоматизирующем воздействии габброидов на вмещающие породы суммированы С.А. Гурулевым (1983 г.). Наибольшая степень их изученности достигнута, видимо, на территории Талнахского рудного узла благодаря работам сотрудников ЦНИГРИ (В.В. Юдиной, Д.М. Туровцева, В.К. Степанова) и нашим исследованиям [24].

Мало известно о воздействии на вмещающие породы ультраосновных магм, несмотря на их высокотемпературный характер. Большая статья о метасоматизирующем воздействии Бушвельдского массива на вмещающие толщи (Бильон, 1949 г.) не нашла широкого отклика. В контактах многих ультрабазитов не указывается даже тепловое воздействие. Но детальное исследование Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива в Северном Прибайкалье [14] показало наличие в его эндоконтактах многочисленных высокотемпературно переработанных ксенолитов вмещающих пород поперечником 100–150 м, равномерно прогретых и подверженных метасоматозу магматической стадии [14]. Столь же глубоко преобразованы огромные останцы вмещающих толщ длиной в 1–1,5 км в Чинейском массиве (Забайкалье), массиве Луккулайсваара (Карелия). К таким образованиям относятся, видимо, и шпинель-кордиеритовые сэдбериты Мончегорского плутона [14].

Изложенный материал свидетельствует о том, что метасоматоз магматической стадии свойствен магмам всех природных составов и проявлен на разных уровнях формирования массивов. К настоящему времени хорошо изучено ограниченное число типов таких метасоматитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ И ИХ РАЗМЕРЫ

Масштабы метасоматоза магматической стадии сильно колеблются не только от района к району, но и в разных участках контакта одного массива. Наиболее обширные изменения вызываются флюидами насыщенных кремнеземом ультращелочных магм и карбонатитов. Например, в массиве Фен (Норвегия) тело ийолит-мельтейгитов размером 0,5×0,8 км² окружено непрерывным ореолом фенитов шириной 0,5–

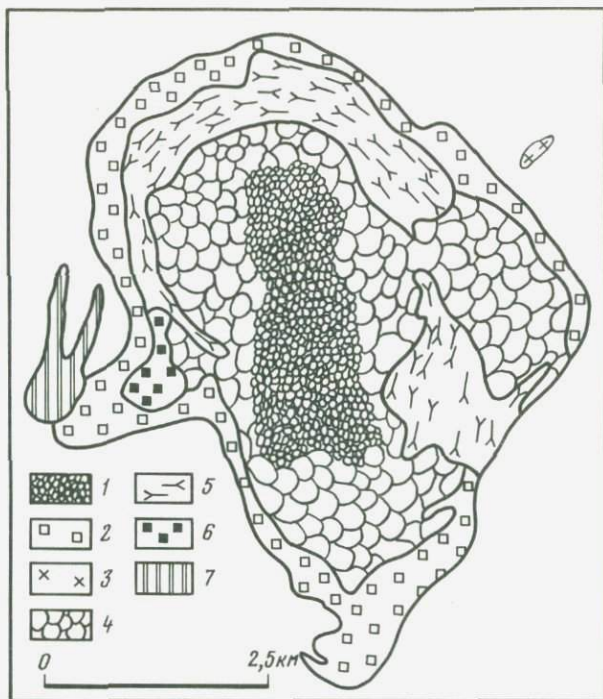


Рис. 1. Схематизированный план Ковдорского массива щелочно-ультраосновно-карбонатитовых магматических пород по В.А. Кононовой [44, см. фиг. 22]

1 – оливиниты; 2 – якупирангит-уртиты; 3 – ийолит-порфиры и нефелиновые сиениты; 4 – метасоматические диопсид-флогопитовые породы магматической стадии; 5 – мелилитовые, монтичеллитовые, гранатовые породы; 6 – форстерит-апатит-магнетитовые метасоматические породы (камафориты); 7 – карбонатиты

1,0 км, а комплексное тело лампрофиров и карбонатитов диаметром 1,5 км – ореолом шириной 0,5 км [145]. В Ковдорском комплексном массиве (рис. 1) изменения оливинитов флюидами ийолитовых и мелилитовых магм достигают ширины 4–5 км [44]. В силу неравномерного проявления изменений нередко в форме жил возникают различия в оценке масштабов метасоматоза. К примеру, Р.П. Тихоненкова [113] говорит о зонах фенитизации гнейсов, вмещающих хибинитовые нефелиновые сиениты внешнего кольца Хибинского массива, шириной от первых метров до 1,5–2,0 км. В.Н. Горстка ограничивает ширину воздействия первыми десятками метров, не учитывая жильных форм фенитов.

Еще более грандиозные изменения проявляются при гранитизации гнейсо-сланцевых толщ. Скажем, на Юго-Западном Памире (вверх по р. Ляджвардара) метасоматизирующее воздействие небольшого согласного тела гранодиоритов мощностью 150–300 м и площадью выхода в 3 км² проявляется на удалении до 12 км в форме изолированных зон очковых гнейсов и лейкогранитных жил мощностью от 20 см до 1,5 м мигматитов [23]. С приближением к интрузиву интенсивность изменений

растет. Амфиболиты хорогской свиты в кровле гранодиоритов над истоками р. Кухилал подверглись объемной калишпатизации.

Гнейсовые и сланцевые палеосомы гранитных мигматитов претерпевают скрытые изменения, называемые иногда аллохимическим метаморфизмом. В них меняются не только содержания отдельных элементов (чаще всего щелочей и микроэлементов), но и количества фаз (минералов), их состав, одни фазы сменяются другими. В амфиболитах, к примеру, появляются полевые шпаты, кварц, биотит, а в апопелитовых гнейсах исчезают силикаты глинозема (кианит, силлиманит), замещаемые полевыми шпатами за счет привноса щелочей. В силу изменения в гнейсах содержания нелетучих компонентов продукты таких превращений можно отнести к метасоматитам (магматической стадии). А.А. Маркушев (1965 г.) считал, что глубинный региональный метаморфизм протекает при существенной подвижности щелочей, и выделял метаморфизм натриевого и калиевого профиля. Еще раньше Д.С. Коржинский (1962 г.) обосновал представление о формировании чарнокитовых гнейсо-сланцевых комплексов в условиях высокого химического потенциала μ_{K_2O} и поэтому называл чарнокитовые гнейсы "метасоматической щелочной фацией". Таким образом, в глубинных условиях процессы, аналогичные метасоматозу магматической стадии, могут приобретать региональный характер.

52/7 На меньших глубинах объем метасоматических изменений сокращается. Уменьшается доля фронтального метасоматоза сравнительно с жильным. Л.И. Шабынин [118] показал, что магнезиальные скарны замещают доломитовые мраморы по плотной сети трещин (25 штук на дециметр), разрастаясь из их пересечений и приобретая трубообразные формы (см. [118, рис. 20]), что свидетельствует об их образовании метасоматически, а не путем выполнения полостей. Сливаясь, они образуют крупные, концентрически зональные в сечении древовидные тела, как, например, в Питкяранте (Карелия) [118].

В малоглубинных объектах метасоматиты, в частности скарны, развиваются вдоль слоистости. В этих случаях их принимают нередко за ороговикованные силикатно-карбонатные прослои или скарноиды, как, например, в Талнахском рудном узле.

Несмотря на жильный характер малоглубинных метасоматитов, их объем в некоторых массивах бывает значителен. Уже отмечалось, что на месторождении Холь-Гол известны магнезиально-скарновые трубы протяженностью более 400 м и диаметром около 50 м [118]. В подошве средней части северо-восточной ветви Верхнеталнахского интрузива габброидов жильные магнезиальные скарны слагают почти непрерывное плащеобразное тело мощностью до 45 м на площади около 1,5 км².

Точные подсчеты объемов метасоматитов магматической стадии и магнезиальных скарнов, в частности, приводятся редко из-за их неполной обнаженности. Но и приведенные данные свидетельствуют о том, что иногда их проявления значительны, а объемы приближаются и даже превосходят (в зонах гранитизации) объемы магм — источников метасоматизирующих трансмагматических флюидов. Это ясно показывает, что основной их объем не мог входить в состав магм контактовых зон массивов

в виде пересыщающей их газовой фазы и предполагает подток флюидов из глубины.

Для подавляющего большинства магматических образований такие метасоматиты все же не свойственны или их объемы незначительны. Поэтому неудивительно, что петрологи-магматисты мало знакомы с метасоматитами магматической стадии и упускают их из виду. Это недопустимо при изучении рудоносных интрузивов и особенно прогнозировании потенциально-рудноносных магматических образований.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ С МАТЕРИНСКИМИ МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

Рассматриваемые метасоматиты относятся к высокотемпературному типу. Они размещаются в термальном ореоле конкретных магматических тел или зонах активной мигматизации, и прямые контакты их с магматическими телами обычны. Поиск таких контактов, установление возрастного старшинства (конечно, относительного) двух обсуждаемых групп образований необходимы для отнесения метасоматитов к магматической стадии. Их соотношения на примере магнезиальных скарнов многократно описывались Л.И. Шабыниным [118], который на многих объектах отмечал жилы и прожилки магматических пород в скарнах, а также ксенолиты скарнов в интрузивах. Такие же взаимоотношения гранитов, диоритов, габброидов, ультрабазитов, щелочных и нефелиновых сиенитов с шпинель-форстеритовыми и шпинель-пироксеновыми скарнами неоднократно наблюдали В.А. Жариков, Н.Н. Перцев, В.И. Коваленко и др.

В Таблицах I, II приведены фотографии образцов шпинель-форстеритовых скарнов, контактирующих с оливиновыми габбро-долеритами сульфидоносных руднопродуктивных интрузивов Талнахского рудного узла (Нурильский район). В образцах видны заключенные в магматические породы ксенолиты шпинель-форстеритовых скарнов, корродированные и явно повернутые в магме перпендикулярно к контакту (Таблица I) или выделенные магмой изнутри (Таблица II). В образце Таблицы I имеется четко очерченный факелообразный выступ долерита (магматическое замещение) в скарне, а в образце Таблицы II примечательны изометричные выделения долерита в скарне, "подвешенные" над магматическим контактом. Эти долеритовые обособления являются изометричными сечениями жилок магматического замещения, ориентированными вдоль контакта. Никаких полостей, которые магма могла бы заполнять, в скарнах нет.

Ксенолиты магнезиальных скарнов в ультраосновных породах были описаны С.А. Гурулевым [14] и Н.Н. Перцевым, Л.И. Шабыниным [45] в Иоко-Довыренском массиве Прибайкалья. Пересечение магнезиальных скарнов жилами мельтейгитов (нефелин-пироксеновых пород) установлено В.И. Коваленко и др. [40] в Катунском массиве Восточной Тувы, а жилами нефелиновых сиенитов — на Слюдянке (Забайкалье) А.А. Коновым [43]. Приведенный материал несомненно свидетельствует о формировании этих магнезиальных скарнов до кристаллизации примыкающих к ним материнских нефелинсодержащих магматических пород.

Аналогичные свидетельства образования в магматическую стадию имеются для фенитов в контактах нефелинсиенитовых магм. Детальные данные такого рода приведены Р.П. Тихоненковой [113] для апогнейсовых фенитов экзоконтакта Хибинского массива и Р.М. Яшиной [127] для апогаббровых фенитов Коргередибинского массива нефелиновых сиенитов Юго-Восточной Тувы. В Хибинском массиве, по данным указанного автора, в эндоконтакте хибинитов (местная разновидность нефелиновых сиенитов, слагающая внешнее кольцо плутона) развиваются низконефелиновые разновидности сиенитов (умптекиты и листвариты), представленные жилами в апогнейсовых фенитах. В Коргередибинском массиве плагиоклазсодержащие нефелиновые сиениты (пуласкиты) образуют жилы в апогаббровых эссексит-фенитах.

Новым в петрологии Хибинского массива явилось установление И.И. Перекрестом, В.В. Смирновым [88] принадлежности рихсчорритов, ювитов, малиньитов (называемых также "пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами") к апойлолитовым калишпатовым метасоматитам магматической стадии. Наши наблюдения [26] подтвердили такую трактовку и позволили отождествить эти метасоматиты с фенитами — продуктами преимущественно калиевого метасоматоза вмещающих пород в экзоконтактах нефелиновых сиенитов. Детали их минералогии, петрографии и генезис обсуждаются в другом разделе. Здесь же мы рассмотрим их соотношение с материнскими для них магматическими породами.

На апатитовом месторождении Партамчорр скважинами вскрываются лявочорритовые нефелиновые сиениты, содержащие многочисленные ксенолиты ийолитов с порфиристыми выделениями призматических кристаллов калишпата (Таблица III). Кристаллы полевого шпата появляются в ийолитах лишь в контакте с сиенитами, очевидно, под их метасоматизирующим воздействием. В скважинах из района оз. Большой Вудъявр (№ 545) и в горном коренном обнажении Парка отдыха г. Кировска, также наблюдается новообразование короткопризматических или пойкилобластовых кристаллов калишпата, типоморфных для пород рихсчорритовой группы, в ийолитах вблизи трахитоидных хибинитовых нефелиновых сиенитов (Таблица IV, I). Эти факты соответствуют хорошо известной в Хибинах закономерности, выражающейся в появлении в ийолитовой толще на контактах как с хибинитами, так и лявочорритами "слоя" малиньитов и льявритов, выделенных Ф.В. Минаковым. Породы слоя по зернистости и меланократовости похожи на примыкающие к ним ийолиты, отличаясь от последних присутствием пойкилитовых или ориентированных вдоль слоя лейстовых порфиристых выделений калишпата в малиньитах и льявритах соответственно. В контакте с лявочорритовыми нефелиновыми сиенитами центрального штока плутона породы рихсчорритовой группы пересекаются жилами нефелиновых сиенитов ("ляврит-пегматитов"). Эти породы секутся также и жилами мелкозернистых хибинитов внешнего нефелинсиенитового кольца массива. Жилы последних наблюдались нами и В.В. Смирновым [104] в скв. 1417, 1477 на месторождении Расвумчорр. Ранее жилы таких же сиенитов в рихсчорритах вблизи хибинитов отмечались С.И. Заком и др. (1973 г.), но неверно принимались за жильную фазу рихсчорритов. Таким образом, ийолиты в экзоконтактах как лявочорритов, так и хибинитов законо-

мерно подвергаются калишпатизации и одновременно секутся жильными ответвлениями активных интрузивов, свидетельствующими о том, что метасоматоз проявлялся в магматическую стадию.

В Талнахском рудном узле к метасоматитам магматической стадии принадлежат не только упоминавшиеся шпинель-форстеритовые скарны, но и плагиоклазизированные роговиковоподобные мономинеральные клинопироксеновые породы. Их ксенолиты с признаками прогрессирующего замещения магмой установлены в пикритовых габбро-долеритах Верхнеталнахского интрузива (Таблица V, 2, 3).

Но наиболее мощные проявления метасоматоза магматической стадии и активное действие трансмагматических флюидопотоков, как отмечалось, устанавливаются в зонах гранитизации. В гранитных неосомах мигматитов широко распространены скиалиты вмещающих сланцев и гнейсов, т.е. их теневые, преобразованные остатки. Скиалиты особенно характерны для агматитовых мигматитов с явным пересечением меланократовых обособлений лейкократовыми гранитными жилами. Однако неясно, когда были метасоматизированы ксенолиты сланцев и гнейсов — до захвата их гранитами или после погружения в магму.

В связи с этим интересны ксенолиты сланцев и гнейсов в массивах крупнопорфировых гранитов, довольно типичных для глубинных комплексов. Массивы таких гранитов известны на Украинском кристаллическом щите. Они вскрыты отдельными карьерами, поставляющими облицовочный материал для станций Московского метрополитена. Камень карьеров обладает индивидуальными текстурами, окраской, отчасти составом, что является основой объединения их в массивы (например Кировоградский, Житомирский). Совокупность таких массивов, вероятно, образует Новоукраинский гранитный комплекс, протягивающийся в меридиональном направлении на 400 км при ширине 200–250 км.

Характерным для обсуждаемых гранитов является их крупнопорфировый облик. Редкие (единицы на 1 м^2) порфировые выделения представлены сравнительно идиоморфными, изометричными кристаллами калишпата, окаймленными таблитчатыми зернами полевого шпата основной массы или приобретающими таблитчатые формы путем нарастания на них новых, хорошо заметных зон (рис. 2). В гранитах обычны также ксенолиты мезократовых биотитовых сланцев и гнейсов. В ксенолитах довольно редко отмечаются единичные идиоморфные, изометричные порфировые кристаллы калишпата, по форме, размеру и окраске идентичные с порфировыми выделениями в окружающих гранитах. Порфиры калишпата бывают целиком заключены в ксенолиты, но нередко часть такого кристалла вмещается сланцем, а другая уже погружена в гранит. Приведенный материал свидетельствует о том, что порфировые кристаллы калишпата находились в гранитном расплаве, что доказывается обрастанием их таблитчатыми кристаллами основной массы породы и дорастиванием их до таблитчатых форм. Присутствие таких же порфировых выделений калишпата в ксенолитах показывает, что первоначально они образовались во вмещающих гнейсах (отсюда и немагматическая форма кристаллов), после растворения которых в гранитной магме порфиры оказывались в расплаве. Характерное широкое распространение ксенокристов полевого шпата в гранитах комплекса показывает, что их об-

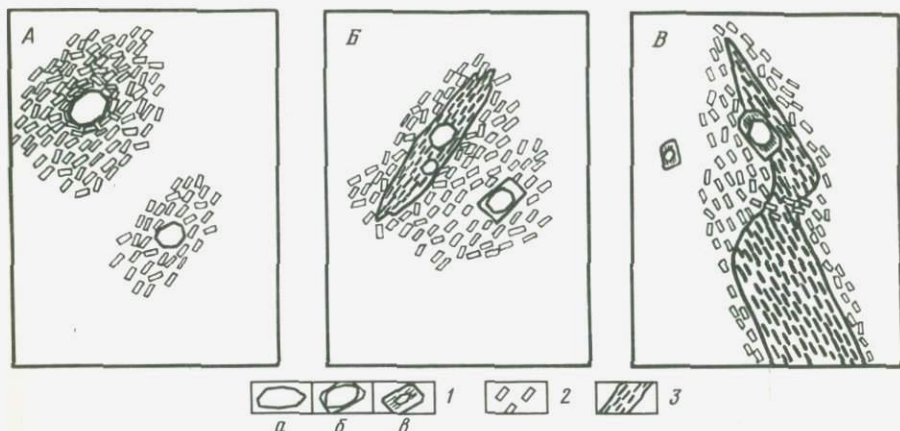


Рис. 2. Текстуры порфировых гранитов Новоукраинского плутона (А) с ксенолитами биотитовых кристаллосланцев (Б и В). Максимальный размер порфировых вкраплений калишпата 5 см. Пояснение в тексте

1 — облик порфировых выделений калишпата: а — первичный, б — с каймой магматического калишпата, в — с кварц-калишпатовой каймой; 2 — призматические кристаллы калишпата основной массы гранита; 3 — биотитовый кристаллосланец

разование связано с метасоматизирующим воздействием магмы на вмещающие породы. Попадая в расплав, порфировые кристаллы приспосабливались к магматическим условиям путем пассивирования таблитчатыми кристаллами самой магмы или доразвиванием до таблитчатых форм. Последнее возможно лишь при химическом равновесии между порфирами и магмой, что, судя по нередкому бронированию порфировых кристаллов таблитчатыми, случалось не всегда. В дальнейшем мы покажем, что химическое приспособление состава ксеногенных минералов к магме, из которой кристаллизуются минералы аналогичного вида, но иного состава, возможно при диффузионном взаимодействии магмы с боковыми породами. По нашему мнению, многие гранитные порфировые магматические породы, которые нередко рассматриваются в качестве руднопродуктивных на ряде месторождений, например, на золоторудных месторождениях Узбекистана (Юсупов, 1982 г.), вероятнее всего, образовались рассмотренным путем.

Приведенные материалы несомненно свидетельствуют о распространенном проявлении метасоматоза боковых пород в контактах еще жидких магм и до их консолидации. Геологическими признаками метасоматитов магматической стадии являются пересечение их магматическими жилами и захват магмами ксенолитов метасоматически измененных пород.

Следует, однако, помнить, что сходные взаимоотношения могут возникнуть между метасоматитами магматической стадии более ранней фазы магматического комплекса и его поздними магматическими инъекциями.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ МЕТАСОМАТИТОВ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Как отмечалось, метасоматиты магматической стадии изучены далеко неполно и неравноценно. Имея целью выявления физико-химической сущности метасоматических процессов данного типа как основы познания действия трансмагматических флюидов, рассмотрим более изученные виды метасоматитов. Наибольший феноменологический и генетический интерес вызывают зональные типы метасоматитов, которые в силу этого достаточно широко освещены в литературе.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Кроме основополагающей статьи Д.С. Коржинского [48], этот тип скарнов детально рассмотрен в ряде фундаментальных работ В.А. Жарикова (1959, 1968 гг.) [89, 118, 120]. Детальные сведения о некоторых их разновидностях приводились П.В. Комаровым, В.И. Сияжковым, В.И. Коваленко с коллегами, И.А. Зотовым, О.Р. Баратовым и многими другими. Попытки их экспериментального синтеза проводились Г.П. Зарайским, однако были получены лишь послемагматические магнезиальные скарны, здесь не рассматриваемые.

Магнезиальные скарны (магматической стадии) возникают в совершенно определенной, не имеющей исключения геологической позиции — на контакте высокомагнезиальных, недосыщенных кремнеземом сред с алюмосиликатными породами и магмами. В качестве магнезиальных, низкокремнистых сред выступают чаще всего магнезиальные карбонатные мраморы с содержанием MgO не менее 8–10 мас.% (более 40 мол.% доломита) [89, с. 96]. Ими могут быть также оливиниты, развившиеся по серпентинитам и тальк-серпентиновым породам [90] и, возможно, магматические дуниты. Источником кремнезема и глинозема при скарно-образовании служат примыкающие к магнезиальным породам жидкие магматические массы или твердые алюмосиликатные породы.

Скарны магматической стадии в контактах твердых алюмо-силикатных пород изучены неудовлетворительно. К ним отнесены калишпат-гиперстеновые близскарновые или околоскарновые породы и кордиеритизированные гнейсы с силикатами глинозема на Алдане [118, 90] и кордиеритовые скарны, развивающиеся по кианит-кварцевым породам на Юго-Западном Памире [23]. Предполагается, что они формируются синхронно и пространственно сближено со скарнами из контактов еще неконсолидированных магматических тел, что затрудняет их расчленение. В первом случае алюмосиликатные зоны скарнов развиваются только по алюмосиликатным породам, тогда как в контактах с магмами весь объем скарнов образуется по магнезиальным породам.

Послемагматические магнезиальные скарны формируются также с замещением твердых алюмосиликатных пород. Но как более низкотемпературные образования они отличаются от скарнов магматической стадии присутствием в их составе минералов, обогащенных летучими компонентами, например, флогопита, минералов группы гумита и др.

[118]. Из-за недостаточной изученности скарны из контактов магнезиальных сред с твердыми алюмосиликатными породами исключены из дальнейшего рассмотрения.

Обратимся к магнезиальным скарнам магматической стадии, образующимся в контактах жидких магматических масс с высокомагнезиальными средами. В предыдущем разделе уже приводились доказательства их образования до консолидации магматических масс, т.е. на магматической стадии. В дальнейшем они будут именоваться "магнезиальными скарнами" без дополнительных определений.

Сложены такие скарны небольшим числом минеральных видов: карбонатами кальция и магнезия (кальцитом, доломитом, магнезитом), периклазом (MgO) (почти всегда замещен бруситом — $Mg(OH)_2$), форстеритом, высококальциевым глиноземистым клинопироксеном — фэссайтом и салитом в околоскарновых породах, энстатитом-гиперстеном, плагиоклазом повышенной основности, железисто-магнезиальной, глиноземистой шпинелью — плеонастом. Возможно, в состав магнезиальных скарнов входит магнетит. В малоглубинных условиях ларнит-мервенитовой фации, характеризующихся низким P_{CO_2} , в составе магнезиальных скарнов еще на магматическом этапе появляются монтичеллит, геленит, спуррит. Но чаще они, видимо, образуются при послемагматическом изменении обсуждаемых скарнов в силу снижения P_{CO_2} на этом этапе эволюции магматических комплексов [89, 101].

Довольно примитивный минеральный состав скарнов упрощается умеренной и низкой железистостью силикатов. На основании обширных наблюдений Л.И. Шабынина [118] железистость силикатов обсуждаемых магнезиальных скарнов не превосходит для форстерита 30 мол.% железистого минала, для ортопироксена — 23,4%, для клинопироксена — 20% совокупности, по мнению Н.Н. Перцева [89, с. 132], миналов $CaFe^{2+}Si_2O_6$, $CaFe^{3+}AlSiO_6$, $CaFe^{3+}SiO_6$. Однако и указанные максимальные значения железистости являются редкими и установлены в специфических условиях; для ортопироксена — в околоскарновых или близскарновых породах по гнейсам [118], а для клинопироксена, вероятно, при редко проявляющихся сочетаниях высоких T , P и f_{O_2} [89]. Обычно в магнезиальных скарнах обсуждаемого типа железистость силикатов не превосходит 15 мол.% при существенно более высокой (иногда в 2 раза) железистости аналогичных минералов в материнских для них магматических породах. Железистость глиноземистой шпинели бывает в 2 раза выше, чем железистость силикатов. Основность плагиоклаза магнезиальных скарнов не бывает ниже An_{40} . Иногда в скарнах встречается чистый анортит.

Наиболее полная для сегодняшнего уровня знаний минералого-петрологическая информация по магнезиальным скарнам получена Н.Н. Перцевым [89]. Методом активностей и химических потенциалов компонентов при разных интенсивных параметрах им исследована устойчивость минералов и парагенезисов скарнов. Эти разработки в совокупности с обстоятельными и обширными геолого-петрографическими данными по скарнам многих месторождений [89, 118] дают полную картину их состава, размещения и образования, позволяющую понять сущность процессов формирования скарнов магматической стадии.

Рассмотрим особенности строения магнезиальных скарнов этого типа. Скарновые тела всегда имеют закономерное зональное строение независимо от мощности тел, меняющейся от сантиметров до десятков и даже первых сотен метров. Это соответствует теоретическому выводу Д.С. Коржинского [53] об одновременности образования всех зон метасоматитов любого типа при термодинамически равновесном ходе процесса. Вместе с тем это доказывает именно такой, а не реакционно-кинетический способ формирования скарновой зональности, при котором последняя возникает из-за неодинаковой скорости растворения минералов в гидротермальном растворе. Поэтому не бывает скарнов с примитивной и полной зональностью (С.А. Александров), хотя число зон в них может быть различно в зависимости от состава реагирующих сред, $P_{\text{общ}}$ и P_{CO_2} .

На глубинах в 3 км и более, когда достигается P_{CO_2} , препятствующее разложению доломита на периклаз с кальцитом при магматических температурах (700–1250 °С), число зон в телах магнезиальных скарнов близко к максимуму. В природе преобладают форстеритовые скарны с клинопироксеновой зоной, имеющие следующее типовое строение:

зона 0 — доломитовый или доломит-кальцитовый мрамор с общим содержанием в нем доломитовой молекулы (включая изоморфную примесь в кальците) более 40 об.% ($\text{MgO} \geq 10 \text{ мас.}\%$) — подвергающаяся скарнированию исходная порода;

зона 1 — шпинель-форстеритовый кальцифир;

зона 2 — шпинель-форстеритовый скарн, иногда содержащий примесь кальцита (единицы объемного процента);

зона 3 — шпинель-клинопироксеновый (фассаитовый) скарн;

зона 4 — клинопироксен (салит)-плаггиоклазовая околоскарновая порода;

зона 00 — гранитоидная или диоритовая магматическая порода, образовавшаяся на месте жидкой в момент скарнообразования магмы.

Иные глубинность (или P_{CO_2}), состав замещаемых магнезиальных пород и активных магм вызывают изменения в количестве зон и минеральном составе скарновой колонки. Уменьшение глубинности, сопровождающееся снижением P_{CO_2} , приводит к разложению доломита на ассоциацию периклаз + кальцит с появлением зоны периклазовых (чаще бруситовых) мраморов. В малоглубинных скарнах появляется зона с монтичеллитом [118], располагающаяся между форстеритовой и клинопироксеновой зонами приведенной колонки (массив Кондер в Южной Якутии) или следующая сразу за мраморами (месторождение Леспромхозное в Горной Шории и Кансайское в Узбекистане). С понижением глубинности шпинель монтичеллитовых скарнов сменяется геленитом. Еще меньше глубина формирования скарнов с геленит-спурритовой зоной, описанных М.А. Богомоловым (1970 г.). Глубинность скарнов по их парагенезисам оценивается лишь в относительном или условном смысле, так как устойчивость обсуждаемых минералов и ассоциаций зависит также от P_{CO_2} и температуры. Вместе с тем Д.С. Коржинский (1966 г.) указывал на малую вероятность формирования существенных объемов высокотемпературных метаморфических и метасоматических ассоциаций на глубинах менее 0,8–1,0 км в силу парообразного состояния гидротерм в этих условиях.

Сравнительно редкий тип скарнов с заменой клинопироксена зон 3 и 4 маложелезистым ортопироксеном достоверно известен только в глубинных регионально гранитизированных комплексах (Зотов, 1974 г., с. 88). Такие условия их образования являются предметом дискуссии. Хотя Н.Н. Перцев [89] и обосновал ведущую роль высокой магнезиальности замещаемых пород в этом явлении, необходима проверка вывода на объектах скарнирования ультраосновных магматических пород.

В свете тематики данной работы наибольший интерес представляет зависимость состава и строения колонки магнезиальных скарнов от состава активных магматических интрузивов. Этот вопрос лишь частично затрагивался в одной работе [120]. Между тем эта зависимость доказывает синхронность образования обсуждаемых скарнов и материнских для них магматических тел, приведение скарновой колонки в парагенетическое соответствие с активной магмой.

Так, в контакте с габбро любого состава в скарновых телах отсутствует пироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода (зона 4 сводной колонки), которая при вполне подвижном поведении натрия в магматических процессах превращается в габброидный расплав. В контактах оливиновых и оливинсодержащих габбро в скарнах обычно отсутствует еще и зона 3 шпинель-клинопироксенового состава, претерпевающая шавление. Тела магнезиальных скарнов мощностью до первых метров и протяженностью до 30–40 м с зональностью такого типа были детально изучены нами [24] в контактах габбро-долеритовых интрузивов Талнаха (Норильский район), несущих промышленную ликвационную сульфидную окрашенность. Геологические соотношения этих скарнов с материнскими магматическими породами характеризовались выше (Таблицы I, II). Интересным в скарнах Талнаха является позднее, послемагматическое время образования монтichelлитовых скарнов, что связывается нами со снижением P_{CO_2} в магматических флюидах на этом этапе. Подобная эволюция магмотогенных флюидов была ранее одновременно установлена И.Д. Рябчиковым [101] и Н.Н. Перцевым [89].

Магнезиальные скарны в контактах недосыщенных кремнеземом ультращелочных (ийолитовых и нефелин-сиенитовых) магм были детально изучены В.И. Коваленко с коллегами [40] и А.А. Коневым [43]. Скарны Катунского массива нефелиновых сиенитов Северо-Восточной Тувы [40] мощностью до 10 м сложены во внешней части форстерит-фалсаитовой породы (мощность – десятки сантиметров), сменяемой фалсаитовым скарном с 30 об.% кальцита, но без шпинели (мощность – первые метры). Далее следует зона мельтейгит-ийолитов – клинопироксен-нефелиновых пород с 7–22% магнетита и аксессуарными биотитом и апатитом (мощность до 30 см), сменяемых без резких переходов меланократовыми, а затем мезократовыми нефелиновыми сиенитами основной части массива. Известны жилки ийолитов в фалсаитовых скарнах и мезократовых сиенитов в меланократовых. Авторы описания считают ийолиты магматическими образованиями с нехарактерным для таковых преимущественным идиоморфизмом пироксена перед нефелином. Такое же соотношение в идиоморфизме минералов сохраняется в меланократовых нефелиновых сиенитах, но меняется на обратное, типичное для

магматических пород в мезократовых сиенитах. Примечательно зональное строение пироксена ийолитов и меланократовых сиенитов с повышением эгиринового минала в краях кристаллов. Нехарактерные для магматических пород схемы идиоморфизма минералов, сильно выраженная зональность пироксена, тугоплавкий характер ийолитов (сравнительно с сиенитами) позволяют предположить их метасоматическое происхождение в результате нефелинизации фассаитовых скарнов с соответственным изменением состава пироксена. По сходным двум первым признакам меланократовые сиениты, видимо, представляют собой частично расплавленные породы с ксеногенным, унаследованным от ийолитовой зоны пироксеном. Жилы мезократовых сиенитов в меланократовых имеют, скорее всего, метамагматическую природу, обсуждаемую в специальной части книги.

Магнезиальные скарны из контактов нефелиновых сиенитов с доломитами на Слюдянском месторождении в Забайкалье [43] во многом и прежде всего в строении зональности сходны с вышеописанными. Примечательна аналогичная насыщенность форстеритовой и пироксеновой зон кальцитом. В Слюдянских скарнах больше шпинели, которая может иногда сменяться нефелином даже в передовых скарновых зонах.

Как отмечалось, в литературе еще редко описываются магнезиальные скарны магматической стадии, развивающиеся по высокомагнезиальным силикатным породам, скажем, оливинитам или дунитам, хотя это вполне возможно. Ведь эти породы по составу сходны с внешней, форстеритовой зоной аподолмитовых скарнов. В свете этого интересны магнезиальные метасоматиты магматической стадии, развивающиеся по оливинитам Ковдорского массива на фронте замещения их ийолитовыми магмами [97]. Здесь внешняя зона выражена новообразованием в оливинитах клинопироксена и сменяется существенно флогопитовыми породами с пироксеном, контактирующими с ийолитами. По минеральному составу эти метасоматиты сходны с аподолмитовыми магнезиальными скарнами, послемагматическими из-за устойчивости в них флогопита. Появление последнего на магматической стадии обусловлено, видимо, высокой активностью калия в трансмагматических флюидах щелочных магм. Подобные метасоматиты вероятны в контактах лейцитовых сиенитов.

Недостаточно изучены аподолмитовые магнезиальные скарны в контактах ультрабазитовых магм. Впервые они были описаны в 1967 г. С.А. Гурулевым и К.С. Самбуевым [14] в составе ксенолитов габбро-перидотитового Йоко-Довыренского массива из Северного Прибайкалья. Здесь они изучались также Н.Н. Перцевым и Л.И. Шабыниным [45, с. 92, 93]. Мощности скарнов ключа Центрального в контакте дунитов (содержащих хромит) и оливинитов (с плеонастовой шпинелью и магнетитом) не превышают 1 м. В скарнах хорошо выражена одна зона — шпинель-форстеритового скарна. Зона клинопироксенового скарна предполагается авторами по ассоциациям вторичных минералов, но все же ее наличие нельзя считать доказанным. Интерес представляет развитие в форстеритовом скарне интерстициального клинопироксена (фассаита), включающего в себя зерна шпинели. Эндоконтактные оливиниты, по мнению Л.И. Шабынина, образовались в результате плавления форстерито-

вых скарнов, но, как мы предполагаем, лишь частичного в участках с интерстициальным пироксеном.

По ключу Белому Н.Н. Перцев с Л.И. Шабыниным описали магнезиальные скарны магматической стадии более молодого цикла. К ним отнесены маломощные (10–20 см) образования с зональностью; 0 – кальцит-бруситовый (апопериклазовый) мрамор; 1 – мелилит-монтчеллитовый скарн; 2 – шпинель-клинопироксеновый скарн; 00 – троктолит. Особый интерес в этих скарнах представляет шпинель-пироксеновая порода, которая по инертным компонентам – MgO , SiO_2 , Al_2O_3 – изохимична с троктолитами и при вполне подвижном поведении щелочей и CaO должна плавиться. Этот вопрос детально рассмотрен на примере скарнов Талнаха в другом разделе книги.

В силу химического сходства дунитов, оливинитов, серпентинитов с внешней зоной апокарбонатных скарнов их магматическое замещение также должно сопровождаться формированием магнезиальных скарнов или скарноподобных образований. Последние, как отмечалось, известны в Ковдорском щелочно-ультраосновном массиве [97]. Они должны быть обычны в сложных базит-ультрабазитовых массивах, в которых поздние габброидные инъекции пересекают ранее софрмированные ультрабазиты. Таких массивов множество. Например, в Чайском массиве Северного Прибайкалья автор вместе с группой ученых [55] наблюдал гиперстенизацию серпентинизированных дунитов около тонких (толщиной в 1 см) гиперстен-плаггиоклазовых метасоматических жилок, образование которых несомненно связано с интрузией поздних габброидных магм. Несмотря на небольшую мощность индивидуальных жилок, их совокупность вызывает изменения, примерно, 1–5% объема дунитов. Низкая активность CaO , обусловленная его практическим отсутствием в замещаемых породах, должна выражаться в преимущественном распространении в метасоматитах гиперстена вместо клинопироксена, который может быть типичен для интрузивов с карбонатами, как в Ковдорском массиве. Однако С.А. Гурулев [14] считает клинопироксенизацию характерной и для габбро-перидотит-дунитовых комплексов. Этот вопрос заслуживает более глубокого изучения. Заметим, что следует обсудить возможность причисления этих метасоматитов к скарнам, к которым они близки по минеральному составу и генезису. В связи с этим отметим исследование Н.Н. Перцевым и А.Л. Кулаковским [90] магнезиальных скарнов Таежного железорудного месторождения Алдана, некоторые из которых оказались сформированными не по доломитам, а за счет апосерпентинитовых оливинитов.

Приведенный материал показывает, что тыловые зоны магнезиальных скарнов приводятся в парагенетическое соответствие с возбуждающими их образование магмами, что отражается в минеральном составе внутренних зон метасоматитов и на количестве зон в колонках. Так, максимальное количество зон возникает в аподолмитовых скарнах в контактах гранитных магм, сравнительно с которыми тыловая зона околоскарновых пироксен-плаггиоклазовых пород слишком тугоплавкая и остается твердой. Добавление же к ней калишпата в контакте с кварцнормативной магмой приводит к плавлению околоскарновой породы. Видимо, поэтому в контактах гранитных магм неизвестны околоскарновые

породы с калишпатом. В то же время калишпат-пироксеновые породы оказываются более тугоплавкими сравнительно с материнскими для них нефелиновыми сиенитами и они слагают одну из зон фенитов – метасоматитов магматической стадии нефелинсиенитовой формации (см. ниже). В контактах же с габброидными магмами зона пироксен-плагиоклазовых околоскарновых пород отсутствует, так как она по составу близка к эвтектоидному составу магмы и плавится. По этой же причине в скарнах на контакте оливинсодержащих габброидных магм отсутствует изохимичная им по инертным компонентам зона шпинель-пироксенового скарна. В магнезиальных скарнах нефелин-сиенитовой формации, как было показано, тыловая зона сложена нефелин-пироксеновой околоскарновой породой, парагенной с минерально-нормативным составом активной магмы. Это парагенетическое соответствие зональности магнезиальных скарнов с составом магм доказывает их образование до консолидации расплавов. Сделанный вывод подтверждается еще и тем, что рассмотренные скарны развиваются только за счет экзоконтактовых пород и не затрагивают примыкающие магматические образования.

ФЕНИТЫ

Фенитами в 1921 г. В.С. Бреггер назвал щелочные эгирин-полевошпатовые метасоматиты, образованные по гранитам экзоконтакта ийолит-карбонатитовой интрузии массива Фен в Норвегии. Позже такие же метасоматиты были описаны во многих массивах нефелиновых сиенитов, магматических карбонатитов и щелочных гранитов. В отечественной литературе особенно активно они описывались в 60-х и 70-х годах. Для фенитов характерно присутствие в составе хотя бы некоторых зон щелочных пироксенов и/или щелочных роговых обманок. Похожие трещинные "щелочные метасоматиты" кристаллических щитов с магмами не связаны и к фенитам не относятся.

И.П. Тихоненков, Р.П. Тихоненкова в 1962 г., затем Р.М. Яшина [127] и В.И. Коваленко с коллегами [40] предложили относить к фенитам лишь щелочные метасоматиты ультращелочных и карбонатитовых комплексов, сформированные в магматическую стадию, т.е. до консолидации магматических тел. Однако П.Г. Недашковский [84], например, относит к фенитам метасоматиты щелочно-гранитных массивов как магматической, так и послемагматической стадий, когда проявляется альбитизация с щелочными пироксенами и амфиболами. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

В 60-х и начале 70-х годов среди советских ученых было распространено мнение о широком развитии послемагматических метасоматитов, сходных с фенитами. С нефелинизацией, развивающейся в нефелиновых сиенитах (фойяитах) Октябрьского массива Украины, Е.Д. Осокин (1965 г.) связывал образование маломощных (до нескольких десятков сантиметров) линзочек уртитов, а И.П. Тихоненков (1963 г.) – уникально больших объемов мельтейгит-ийолит-уртитов Хибинского шлудона. Предположение И.П. Тихоненкова не подтвердилось и теперь общепризнано магматическое происхождение мельтейгит-уртитовой серии шлудона. Таким образом, установлено, что метасоматическая нефелинизация в щелочных комплексах проявляется преимущественно на магматиче-

ской стадии и лишь незначительно на послемагматическом этапе [44].

Калишпатизация магматической стадии порождает обширные зональные ореолы фенитизации вокруг нефелиновых сиенитов. Наиболее далеко продвинуты зоны калишпатовых ассоциаций в терригенно-гранитоидных толщах, а в ультрабазит-базит-карбонатных средах им предшествуют зоны с новообразованными альбит-олигоклазом, магнезиально-железистыми слюдами, амфиболом, клинопироксеном и нефелином. В высокомагнезиальных средах образуются магнезиальные скарны. Эти образования детально рассмотрены ниже.

Альбитизация постоянно и нередко широко проявлена как автометасоматический процесс в массивах нефелиновых сиенитов. Она описана в Хибинском плутоне (Тихоненков, 1963 г.), в Октябрьском (Осокин, 1967 г.) и Вишневогорском массивах. В ассоциации с альбит-олигоклазом устойчива щелочная обманка и высокоэгриновый пироксен, свидетельствующий о высоком химическом потенциале натрия в метасоматизирующих растворах. В колонках послемагматической альбитизации в Октябрьском массиве, в ее внешней зоне Е.Д. Осокиным (1967 г.) описана незначительная калишпатизация с новообразованием эгирина. Обширная калишпатизация (рисчорритизация) ийолитов в Хибинском массиве, рассматриваемая Б.Е. Боруцким с коллегами [8] как послемагматическая для нефелинсиенитовых интрузивов, другими исследователями [26, 88] отнесена к магматическому этапу.

Таким образом, генеральная направленность метасоматоза магматической стадии фенитовой формации щелочно-карбонатитовых массивов определяется двумя главными процессами — нефелинизацией и калишпатизацией пород экзоконтакта. Они проявляются сопряженно в единых колонках, формируя зональные метасоматические тела. Послемагматический щелочной метасоматоз выражается в альбитизации с сопряженным образованием богатого эгриновым компонентом пироксена, щелочного амфибола. При благоприятном литологическом и минеральном составе замещаемых пород в передовых зонах колонок альбитизации на фронте растворения могут локально проявиться калишпатизация и нефелинизация. Видимо, эти производные неверно описываются как послемагматические фениты. Достоверные фениты отличаются от них не только возрастным соотношением с материнским интрузивом, но и геохимическим (существенно калиевым) профилем метасоматизирующих флюидов при высокой активности натрия (нефелинизация). Таким образом, к фенитам правомерно относить лишь щелочные метасоматиты магматической стадии указанных магматических формаций.

Калишпатовые метасоматиты магматической стадии из контактов щелочных (безнефелиновых) и кварцевых сиенитов В.И. Коваленко с коллегами [40] включили в фенитовую формацию. Но эти метасоматиты не содержат щелочных темноцветных минералов и не могут называться фенитами.

Подобно прочим метасоматитам фениты сложены ограниченным числом минеральных видов: лейкократовыми — щелочными полевыми шпатами калиевого, натриево-калиевого ряда (калишпаты) и натриевого, реже кальциево-натриевого ряда (кислые плагиоклазы), нефелином и очень редко кальсилитом, а также темноцветными — клинопироксенами эги-

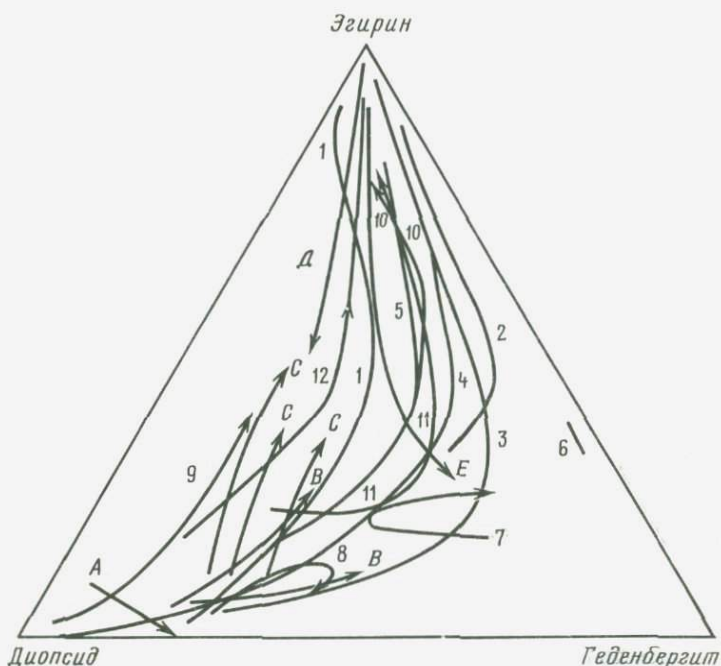


Рис. 3. Вариации состава пироксенов магматических карбонатитов, нефелиновых сиенитов и порождаемых их флюидами метасоматитов магматической стадии (фенитов, пироксенитов, ийолитов, ювитов-рисчорритов) некоторых массивов.

Стрелками обозначены направленные к контакту тренды изменения состава пироксенов; *A-E* — магматические породы и метасоматиты массива Фен [145, см. фиг. 11]: *A* — лампрофиры, *B, C* — нефелиновые сиениты, уртиты-ийолиты, силикокарбонатиты, *D* — фениты в экзоконтакте силикатных магматических пород, *E* — фениты в экзоконтакте карбонатитов; 1–5 — совокупные для фенитов и материнских для них магматических пород тренды состава пироксенов зарубежных массивов [145, см. фиг. 11]: 1 — Альне, 2 — Мороту, 3 — Южная Гренландия, 4 — Железный Холм, 5 — Восточная Уганда; 6–9 — тренды состава пироксенов метасоматитов совокупно с породами эндоконтактов массивов СССР [44, см. табл. 25]: 6 — Чатырхойский, 7 — Харалинский, 8 — Дахунурский, 9 — Ко вдорский; 10–12 — тренды состава пироксенов метасоматических малиньитов, ювитов, рисчорритов и материнских для них нефелиновых сиенитов хибинитового и лывочоррит-фойяитового комплексов Хибинского массива [58, см. рис. 31]: 10 — хибиниты, 11 — лывочорриты, фэйяиты, 12 — метасоматиты [2, 58].

рин-диопсид-геденбергитового ряда и фассаитами, высоконатриевыми амфиболами магнезиально-железистого, низкокальциевого и малокальциевого ряда (гастингситы, арфведсониты, рихтериты, рибекиты), магнезиально-железистыми слюдами. Акцессорные минералы разнообразны и нередко содержатся в количестве десятков процентов, особенно магнетит и титаномагнетит, апатит, сфен. Апатит в метасоматитах фенитовой формации образует, как будет показано, промышленное оруденение, в частности знаменитые апатитовые месторождения Хибин.

Ограниченный минерально-видовой состав фенитов подтверждает формационное единство обсуждаемых типов метасоматитов, формирующихся в ограниченных температурных рамках. Вместе с тем от метасоматитов

многих других формаций фениты отличаются широкими вариациями составов слагающих их минеральных видов, хотя и не всех. Устойчивым является высоконатриевый состав плагиоклазов. В отличие от них калишпаты меняются от чисто калиевых разностей до содержащих в своем составе 40–60 мол.% альбитового компонента. В нефелине содержание кальсилитовой составляющей меняется от 19 до 30 мол.%. Пироксены фенитов перекрывают почти весь диопсид-геденбергит-эгириновый треугольник составов (рис. 3). Характерны неодинаковые и даже противоположно направленные, но достаточно устойчивые тренды изменения составов пироксенов в метасоматических колонках разных массивов. Не менее значительны вариации составов амфиболов по содержанию щелочей, железистости-магнезиальности и в меньшей степени по содержанию кальция. Среди них различают гастингситы, рихтериты, арфведсониты и рибекиты. Почти неограничены вариации состава слюд по железистости-магнезиальности.

Тела фенитов всегда имеют зональное строение, неоднократно описывавшееся советскими и зарубежными учеными во многих массивах. Тип зональности в наибольшей степени определяется составом экзоконтактовых пород, материнских магм и их щелочнометальностью, в определении Д.С. Коржинского. По парагенетическим особенностям и динамике развития зональности выделяются фениты, образующиеся по высококварцевым породам (гранитоидам, гнейсам), алюмосиликатным с высокими содержаниями Са, Mg и Fe (типа габброидов), высокомагнезиальным мрамором и ультрабазитам, известковым мраморам и высокощелочным низкокремнистым породам (ийолитам). Эволюция зональности, минерально-парагенетические особенности фенитов, особенно их тыловых зон различаются в контактах ийолитовых, нефелинсиенитовых, карбонатитовых, мелилитовых и щелочногранитных магм. Минеральные ассоциации тыловых зон фенитов коррелируются с парагенезисами материнских для них магматических пород, определяемых соотношением химических потенциалов (активностей) щелочей в интрузивах. Сочетание этих факторов определяет огромное разнообразие типов (фаций) фенитов, которое не может быть полностью освещено в настоящей работе. Остановимся на некоторых из них, вскрывающих основные физико-химические особенности фенитизации.

Обратимся к простейшим случаям фенитизации малокомпонентных известковых и магнезиально-силикатных пород [44]. В контакте ийолитов Дахунурского массива с чисто известковыми и доломитистыми (3 об.%) кальцитовыми мраморами образуется зона мономинеральных пироксеновых пород, которые с приближением к магматическому контакту нефелинизируются. Пироксены массива как метасоматитов, так и магматических ийолитов выделяются высокой глиноземистостью на уровне 9–10 мас.% Al_2O_3 при незначительной натриевости (до 1,3% Na_2O – менее 10% эгириновой молекулы), несколько возрастающей в парагенезисах с нефелином. Железистость средняя, повышающаяся в нефелиновых породах.

В контакте известковых мраморов с нефелиновыми сиенитами зональность усложняется и, например, в Харлинском массиве Южной Тувы [125] она имеет вид: зона 0 – кальцитовый мрамор; 1 – мономинераль-

ная пироксеновая порода; 2 — нефелин-пироксеновые ийолиты с кальцитом и апатитом, постепенно исчезающими из породы; 3 — существенно нефелиновые породы с калишпатом и пироксеном, названные ювитами; зона 00 — пироксеновый трахитоидный нефелиновый сиенит. Для всех зон характерен устойчивый состав пироксена с низкой глиноземистостью ($2,11-2,50$ мас.% Al_2O_3), высокой железистостью (сумма окислов Fe — $18-24$, MgO — $3-6,5$ мас.%), умеренной щелочностью ($12-20\%$ эгиринового минала). Железистость и натриевость минерала увеличиваются к магматическому контакту. Характерно инъекционное развитие процессов метасоматоза мраморов при разрастании всего фронта до 350 м и более. Иногда нефелиновые сиениты непосредственно контактируют с мраморами, а кристаллы калишпата с кальцитом, например, в Аруктинском массиве Тувы [126] и в Чахыртойском "инъекционном" поле юго-восточной Тувы [44]. Для последнего массива характерен пироксен почти предельной железистости (MgO — $0,34-0,55$ мас.%), средней глиноземистости и невысокой щелочности ($25-32$ мол.% эгиринового компонента), понижающейся к магматическому телу.

В рассмотренных фенитах дискуссионной представляется природа ийолитовых пород. Отмеченные авторы считают их магматическими. Этому, однако, противоречит более тугоплавкий состав мельтейгит-уртитов сравнительно с примыкающими и сменяющими их нефелиновыми сиенитами. Аллотриоморфные микроструктуры пород Аруктинского [126] и других массивов непохожи на структуры достоверно магматических ийолитов и мельтейгитов, в которых нефелин представлен идиоморфными квадратными и шестигранными кристаллами. В обсуждаемых ийолит-мельтейгитах проявляются метасоматические нефелинизация и калишпатизация [126], видимо, непосредственно предшествующие плавлению пород. Послемагматический щелочной метасоматоз в Аруктинском массиве выражается в типоморфной альбитизации и сопряженной эгиринизации.

В Харлинском и Чахырхойском массивах фенитизацией охвачены толщи мощностью до нескольких сот метров. Такие объемы метасоматитов невозможно объяснить, не опираясь на представления о потоках трансмагматических флюидов.

Пироксеновые породы колонки фенитизации известковых мраморов В.А. Кононова [44] называет скарнами. Мы считаем это неправомерным потому, что пироксен этих пород отличается от скарнового низкой глиноземистостью, повышенной натриевостью, некоторым дефицитом Са, высокой железистостью (до предельной). Апокарбонатные пироксеновые породы лучше называть пироксенитами фенитовой формации.

Малокомпонентные магнезиальные породы в ореоле фенитизации, как отмечалось, замещаются магнезиальными скарнами магматической стадии. Во внешних зонах колонки они подобны скарнам гранитоидных и габброидных массивов, но отличаются от них заменой пироксен-плагиоклазовой породы нефелин-пироксеновой. Очевидно, это обусловлено высокой активностью натрия растворов, отделяющихся от нефелинсо-державших расплавов. Характерны большие мощности (десятки метров) этих скарнов, не столь типичные для более кремнекислых магм.

В Ковдорском массиве в контакте ийолитовой интрузии фенитизации подвергаются оливиниты более ранней магматической фазы. Процесс

необычайно мощный и, по данным И.Т. Расс [97], распространяется на удаление до 2,5 км. Зональность метасоматитов такова: зона 0 — оливинит; 1 — пироксенизированный и флогопитизированный оливинит, мощность — 1,2 км; 2 — слюдит, 0,7 км; 3 — нефелинизированный пироксенит, 0,4 км; 4 — нефелин-пироксеновая порода, 0,2 км; зона 00 — ийолит. Пироксен малоглиноземистый с железистостью от 8 до 32 ат.%, повышающейся со спадами к магматической породе, в которой пироксен более железистый. Содержание эгириновой молекулы в метасоматическом пироксене 7–10%, а в магматическом — 17%. Железистость флогопита от 10 до 40% повышается к магматическому контакту, как и титанистость.

По минеральным ассоциациям метасоматиты похожи на магнезиальные скарны, но с флогопитом вместо шпинели. Видимо, это обусловлено необычно высокой активностью калия в растворах, отделяющихся от ийолитовой магмы. Высокая активность калия в ней доказывается высоким содержанием K_2O (6,91 мас.%, 22% кальсилита) в нефелине.

Итак, фенитизация разнообразных малокомпонентных пород выражается в привносе в них из магмы кремнезема, глинозема, железа, магния, но особенно натрия и калия, химические активности которых высоки. Это и определяет щелочной характер фенитов, образование в них щелочных темноцветных минералов. Высокая щелочность метасоматизирующих растворов безусловно указывает на щелочные магмы как на их источник. Это подтверждается сближением состава минералов метасоматитов с одноименными минералами магматических пород. Характерна хорошо выраженная зональность метасоматитов и необычайно большие их объемы. Последнее неизбежно приводит к признанию поступления флюидов в виде трансмагматических потоков, т.е. потоков, проходивших через магму.

Рассмотрим фенитизацию многокомпонентных пород, например, габбро, нередко прорываемых нефелиновыми сиенитами [44]. Фенитизацию габброидов детально исследовала Р.М. Яшина в Коргеретабинском массиве юго-востока Тувы [127] и В.И. Коваленко с коллегами [40] в Катунском и Сорогском массивах северо-востока Тувы.

Р.М. Яшина детально исследовала минералогию, петрохимию и микроструктурные превращения пород, позволяющие решить сложные вопросы. Площадь Коргеретабинского массива 35 км^2 с длинной осью около 10 км (рис. 4). Протяженность метасоматической дуги около 20 км при мощности от 1,2 км на севере до 40–60 м на западе и юго-востоке. Возраст гастингситовых нефелиновых сиенитов по биотиту и калишпату определен калий-аргоновым методом в 304 ± 12 млн лет.

Вкрест простираения метасоматической дуги и магматического контакта наблюдается зональность: зона 0 — исходное оливин-пироксеновое габбро; 1 — лейкократизированное оливин-пироксеновое габбро; 2 — олигоклазит-фенит; 3 — ортоклазовый эссексит-фенит; 4 — нефелинсодержащий эссексит-фенит; 5 — пуласкиты (магматические по мнению Р.М. Яшиной); зона 00 — трахитоидные нефелиновые сиениты. Изменение габбро начинается неравномерно, пятнисто с приобретением такситового сложения. Лейкократовые олигоклазит-фениты зоны 2 имеют вид однородных, среднезернистых существенно плагиоклазовых пород. Мощность зоны — 0,5–1,5 м. Эссексит-фениты мощностью от 20–50

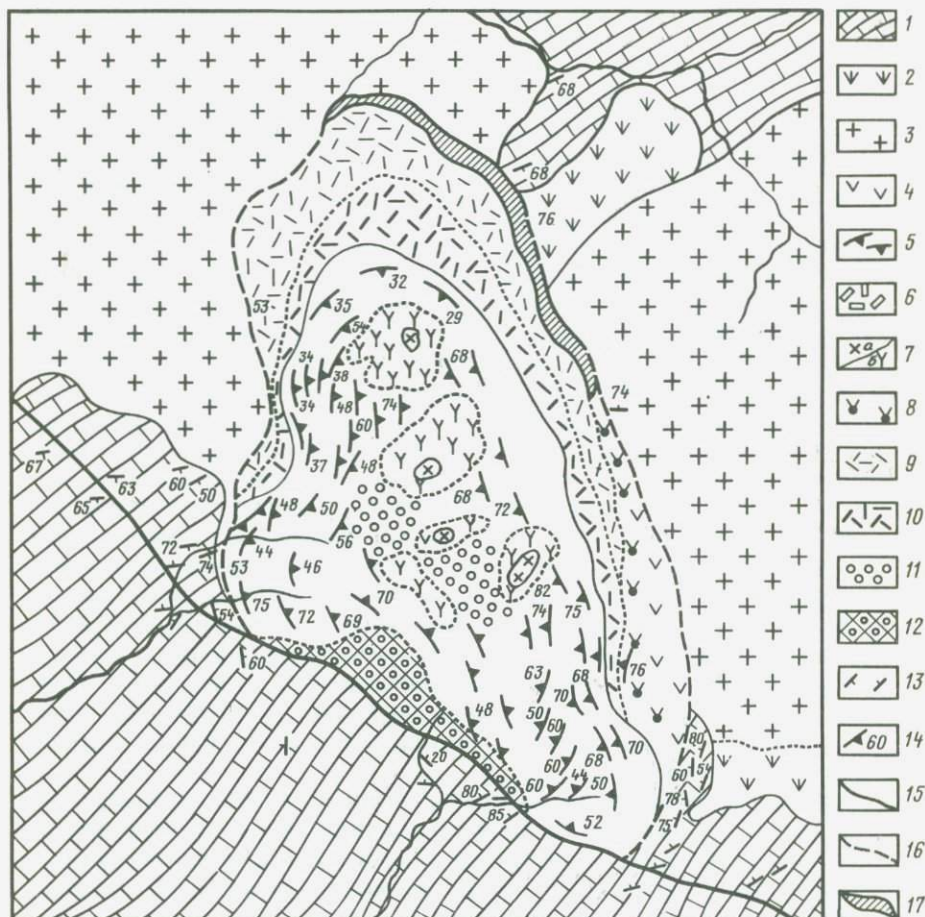


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Когередабинского массива по Р.М. Яшиной [127, см. фиг. 1]

1-3 - вмещающие породы; 1 - мраморизованные известняки, 2 - пироксен-рогово-обманковые габбро и диориты; 3 - граниты; 4-7 - магматические породы Когередабинского массива: 4 - щелочные оливин-пироксеновые габбро I фазы, 5 - трахитоидные нефелиновые сиениты и фойзиты II фазы, 6 - нефелин-полевошпатовые пегматиты, 7 - щелочные граниты (а), граносиениты и щелочные сиениты (б) III интрузивной фазы; 8-12 - метасоматиты магматической стадии и эндоконтактовые породы магматического замещения: 8 - гиперстен-авгитовые габбро внешней зоны изменения, 9 - метасоматические олигоклаз-фениты и эссексит-фениты, 10 - экзо-, эндоконтактовые щелочные сиениты, пуласкиты, 11 - альбитизированные нефелиновые сиениты, 12 - катаклазированные и гидротермально измененные нефелиновые сиениты; 13-17 - структурные элементы: 13 - азимут и угол падения вмещающих пород, 14 - элементы залегания плоскостной ориентировки полевых шпатов, 15 - зона глибинного разлома, 16 - приконтактовые тектонические нарушения, 17 - зоны тектонически нарушенных и гидротермально измененных оливиновых габбро

до 300 м более однородны и крупнозернисты, но граница зоны устанавливается только микроскопическими методами. Переход к пуласкитам четкий, а порода имеет однородное крупнозернистое строение. Структура пуласкитов меняется от неоднородно зернистой на контакте с фенитом на более равномерную, с призматическим обликом калишпата на границе с нефелиновыми сиенитами. Переход между ними постепенный. Мощность пуласкитового кольца равна мощности эссексит-фенитов.

Средний минеральный состав пород приведен в табл. 1. В эссекситовой зоне 3–4 соотношения плагиоклаза и калишпата неустойчивы ввиду прогрессивного замещения первого вторым.

Рассмотрим минеральные превращения в изменяющихся породах. В двуплагиоклазовых габбро зоны 1 плагиоклаз (An_{32-36}) образует разрастающиеся каймы вокруг более основного первичного плагиоклаза габбро (An_{48-52}) как порфиробласты с включениями пироксена и оливина. Оливин замещается авгитом и биотитом. Последний образует коронитовые каймы вокруг магнетита и замещает пироксен в участках с кислым плагиоклазом, содержащим антипертитовые вросстки калишпата.

В породах олигоклазит-фенитовой зоны 2 продолжается рост и покисление плагиоклаза до An_{26-28} с вростками калишпата, оливин обогащается железом до гортонолита (Ph_{60}). Магнетит, не бронированный агрегатами авгита и оливина, продолжает замещаться биотитом. В породах сохраняются реликты минералов предыдущей зоны и даже габбро. Олигоклазит-фениты более лейкократовые (цветной индекс 13,0%), чем предыдущие породы.

В следующей зоне (3) олигоклаз-ортоклазовых эссексит-фенитов происходит прогрессивное замещение плагиоклаза калишпатом. Из состава породы практически исчезает оливин, и темноцветные минералы представлены авгитом и биотитом.

В зоне нефелиновых эссексит-фенитов еще более кислый плагиоклаз хотя и остается внутри крупных калишпатовых пойкилообластов, в большинстве случаев вросстки в нем представлены нефелином. Пироксен приобретает зеленую окраску за счет примеси эгириновой молекулы. Вокруг темноцветных минералов (пироксена, биотита, магнетита и реликтового оливина) возникает кайма гастингситовой роговой обманки. В тылу зоны появляются участки более крупнозернистых пород — пуласкитов.

В пуласкитах зоны 5 плагиоклаз практически отсутствует и структуру породы определяют крупные ксеноморфные кристаллы калишпата с пертитовыми вростками альбита, между которыми располагаются более мелкие ксеноморфные зерна нефелина и гастингсита с биотитом. Имеются реликтовые минералы предыдущих зон. К контакту с нефелиновыми сиенитами кристаллы калишпата пуласкитов приобретают призматический облик. Между ними — ксеноморфные нефелин и гастингсит, что отличает структуру от типично магматической. В этом же направлении внутри амфиболов появляются кристаллы эгирин-авгита.

Единственный анализ пироксена из эссексит-фенитов показал умеренную глиноземистость (3,31 мас.% Al_2O_3), низкую натриевость (0,90 мас.% Na_2O). Пироксен из фойяитов Коргеретабинского массива содержит 75 мол.% эгириновой составляющей. По изменению окраски пироксена

Т а б л и ц а 1

Средние содержания (в об.%) главных минералов зон фенитизации Коргерерабинского массива по данным Р.М. Яшиной (1963 г.)

Минерал	0	1	2	3	4	5	00
	Исходное габбро	Лейкократизированное габбро	Олигоклазит-фенит	Эссексит-фенит олигоклиз-ортоклазовый	Эссексит-фенит нефелинсодержащий	Пуласкит	Трахитоидные нефелиновые сиениты
Плагиоклаз An_{46-52}	67,8	35,4	—	—	—	—	—
Плагиоклаз An_{32-36}	—	32,4	4,9	22,6	2,3	—	—
Плагиоклаз An_{26-28}	—	—	76,9	34,5	41,9	—	—
Плагиоклаз An_{22-24}	—	—	—	—	—	1,9	—
Оливин Ol_{30}	9,8	3,4	—	—	—	—	—
Оливин Ol_{65}	—	—	2,1	1,0	0,6	—	—
Пироксен Di	10,9	—	—	—	—	—	—
Пироксен Avz	—	10,1	5,3	4,4	—	—	—
Пироксен $Эг-Авз$	—	—	—	—	2,6	1,9	1,3
Амфибол (гастингсит)	—	—	—	—	2,5	4,6	4,3
Биотит (оранж.)	5,8	8,2	—	—	—	—	—
Биотит	—	—	2,7	4,0	3,5	2,4	3,0
Титаномагнетит	4,4	2,4	0,9	0,4	1,1	0,2	0,6
Na-ортоклаз	1,2	1,9	4,4	29,3	33,8	79,7	69,1
Нефелин	—	—	—	0,6	10,9	7,1	14,8
Цветной индекс	30,2	29,0	13,0	12,2	10,4	9,9	12,6

Примечание. 0, 1, 2, 3, 4, 5, 00 — зоны структуры.

выявляется повышение содержания эгирина в пироксене фенитов к магматическому контакту, но до его достижения пироксен сменяется гастингситом. В последнем содержится (в мас.%) TiO_2 — 3,5, Al_2O_3 — до 11,81, суммы окислов Fe — 24, Na_2O — 2,6 и K_2O — около 2. Калиевый полевой шпат нефелиновых сиенитов содержит 40–50 мол.% альбита, а нефелин — 20 мол.% калиосилита.

В контакте биотит-пироксеновых нефелиновых сиенитов Сорогского и Катунского массивов габбро фенитизируется на расстояние в первые метры [40], Плагноклаз габбро поксиляется сопряженно с новообразованием калишпата и амфибола. Нефелин появляется ближе к магматическому контакту. Плагноклаз фенитов характерно замещается калишпатом и нефелином, находящимися в симплектитовых сростках апольцитового облика. Подобные же образования Р.М. Яшина находила в Коргедабинском массиве.

В Хибинском массиве выявлена фенитизация ийолитов [26, 88], более подробно рассмотренная ниже. Фенитизации подвергаются и пироксены, образованные в контактах нефелиновых сиенитов с известковыми и доломитовыми мраморами; они нефелинизируются.

В Хибинах фенитизация ийолитов проявилась в очень большом объеме и привела к формированию двух гигантских колец (внешнего и внутреннего) рисчорритов и ювитов (рис. 5). Эти породы объединяются в рисчорритовую метасоматическую группу, хотя большинство исследователей считают их магматическими. Оба кольца пород рисчорритовой группы располагаются на границах ийолит-уртитовой "центральной дуги" и нефелиновых сиенитов внешнего кольца и центрального штока массива. По оценке Е.Б. Боруцкого [58], породы рисчорритовой группы слагают не менее 10 об.% гигантского шлутона диаметром около 60 км. Ввиду споров о генезисе пород рисчорритовой группы рассмотрим вопрос подробнее.

Образование этой группы пород всегда привлекало внимание из-за их распространенности на апатитовых месторождениях и специфического облика. Среди них преобладают породы резко порфиривого облика, который определяется крупными изометричными пойкилитовыми кристаллами калиевого полевого шпата сечением 5–15 см, равномерно нашигованными мелкими (2–3 мм) кристалликами корродированного нефелина. Мелкие кристаллы нефелина и высокоэгиринового пироксена слагают основную массу пород. Иногда пироксен, как и калишпат, образует крупные пойкилокристаллы. Достоверно магматические нефелиновые сиениты Хибин (и других массивов) практически всегда сложены монолитными призматическими кристаллами калишпата. Однако в непосредственных контактах с рисчорритами нефелиновые сиениты Хибин изредка содержат таблитчатые пойкилитовые кристаллы калишпата, похожие на рисчорритовые и признанные нами ксенокристами последних, что обосновывается в следующей части работы.

Начиная с 30-х годов, с работ Б.М. Кушлетского и Н.А. Елисеева с коллегами, породы рисчорритовой группы принимались за магматические образования из-за качественного их сходства по минеральному составу с достоверно магматическими нефелиновыми сиенитами. Такое представление сохранялось в книгах и статьях Т.Н. Ивановой, А.В. Галахова.

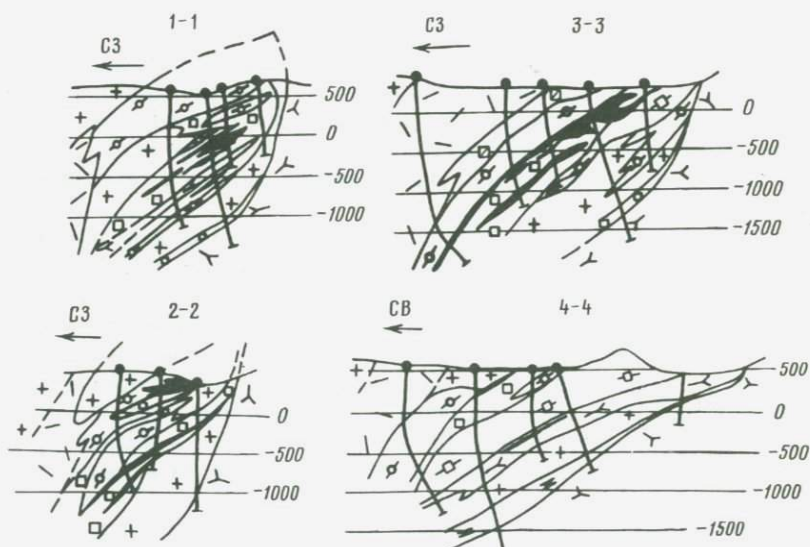
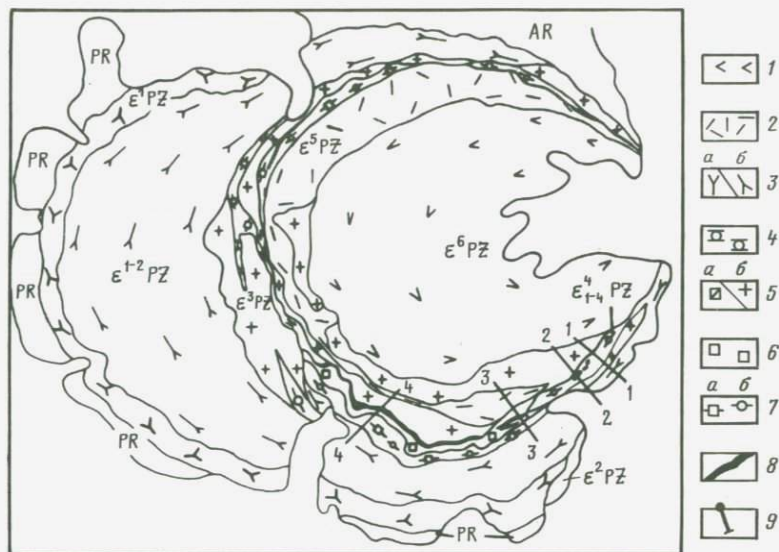


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Хибинского плутона и его разрезы на апатитовых месторождениях Олений ручей (1-1), Ньюркапахк (2-2), Коашва (3-3), Расвумчорр (4-4) (составлено В.В. Смирновым)

1-3 — комплекс нефелиновых сиенитов: 1 — фойяиты, 2 — лавочорриты, 3 — хибиниты массивные (а) и трахитоидные (б); 4-5 — группа метасоматических пород магматической стадии; 4 — малиньиты, 5 — ювиты (а) и рисчорриты (б); 6-7 — породы ийолитовой серии: 6 — массивные уртиты, 7 — трахитоидные уртиты (а) и ийолиты (б) с подчиненными мельтейгитами; 8 — апатит-нефелиновые руды; 9 — траектории скважин

С.И. Зака с коллегами, Е.А. Каменева, Л.Н. Когарко и многих других, вышедших в 50–70-х годах, и в последних работах [2]. Однако, начиная со статьи Л.Л. Солодовниковой [106], вышедшей в 1959 г., и особенно благодаря исследованиям И.П. Тихоненкова (1963 г.), Е.Б. Боруцкого [58], а также С.А. Руденко, В.Н. Титова в литературе разрабатывается представление о метасоматической природе как пойкилитового калишпата, так и пород рисчорритовой группы в целом. Этими исследователями они рассматриваются как результат послемагматической калишпатизации нефелинсиенитового завершающего магматического импульса плутона, возможно, с глубинным источником флюидов [58]. Новый вариант метасоматического происхождения обсуждаемых пород недавно предложен И.И. Перекрестом и В.В. Смирновым [88], которые относят породы рисчорритовой группы к метасоматическим образованиям магматической стадии, сформировавшимся в ийолитовой толще под воздействием флюидов нефелинсиенитовых магм лявочоррит-фойяитового и хибинитового комплексов. Наши исследования [26] подтверждают эти представления.

Изложим аргументы в пользу метасоматического происхождения пород рисчорритовой группы.

1. Оригинальные пойкилитовые структуры пород, выраженные в присутствии крупных пойкилокристаллов калишпата ситовидного облика (рис. 6), не свойственны магматическим породам, но обычны в метасоматических образованиях. Пятнистое распределение скелетных кристаллов калишпата в рисчорритах соответствует этому. Подобные структуры известны, к примеру, в нефелиновых эссексит-фенитах Коргердабинского массива [127], рассмотренного выше. Пойкилитовые кристаллы калишпата этих пород, как и рисчорритов Хибин, напшигиваны зернами нефелина, который здесь является новообразованием. Таким образом, структуры пород рисчорритовой группы относятся к порфириобластовому, т.е. метасоматическому типу.

2. Ювиты и рисчорриты слагают нередко крупные пластинообразные тела мощностью до 150 м и протяженностью в сотни метров и километры, согласные со слоистостью ийолитовой толщи (см. рис. 5). Однако в них имеются более тонкие (мощностью в несколько сантиметров и дециметров) кососекающие жилы рисчорритов (например, в врезном уступе Коашвинского карьера), что свидетельствует об их относительно молодом возрасте. Это подтверждается шлейфом маломощных тел рисчорритов и ювитов вдоль полого секущих слоистость ийолитов контактов лявочорритовых нефелиновых сиенитов центрального штока и хибинитовых нефелиновых сиенитов внешнего кольца. Это особенно хорошо видно на глубоких горизонтах, где сокращается мощность тел рисчорритов (скв. 1467, 619, плато Расвумчорр).

3. В северных частях массива, где рисчорриты и ювиты внутреннего кольца сильно сокращаются в мощности, в лявочорритах появляются многочисленные ксенолиты мелкозернистых ийолитов с новообразованными таблитчатыми кристаллами калишпата. Таблицы грубо ориентированы перпендикулярно границам ксенолитов (Таблица III, 1, 2). С метасоматизирующим воздействием лявочорритов, видимо, связано постоянное новообразование как таблитчатых, так и пойкилитовых поле-



Рис. 6. Текстурные особенности рисчоррита, контактирующего с уртитом
 1 — нефелин; 2 — клинопироксен; 3 — калишпат (порфиробластового облика);
 4 — сфен; 5 — контакт рисчоррита с уртитом

вых шпатов в контактах с ними. При этом структуры лявочорритов на контактах с полевошпатизированными ийолитами остаются неизменными, что свидетельствует о проявлении калишпатизации до кристаллизации магмы лявочорритов.

Новообразование таблитчатых или пойкилитовых кристаллов калишпата в ийолитах наблюдается и в редких прямых контактах их с хибинитами в скв. 552 и 549 (юго-запад массива) и в коренном обнажении восточной части Парка отдыха г. Кировска, в 30 м над основанием горы, выше дорожной выемки. В скважинах в контакте с мелкозернистыми краевыми фациями хибинитов в ийолитах отмечаются единичные таблитчатые (1,5 см) кристаллы зеленоватого калишпата, а в мощном (до 100 м) пластинообразном теле рисчорритов, согласно с трахитоидностью вмещающих хибинитов, наблюдаются многочисленные реликтовые участки массивных уртитов, которые, видимо, превращены в рисчорриты. Вероятно, подобное же превращение блока массивных уртитов размером 7 м×25 м, заключенного в трахитоидные хибиниты, наблюдается в указанном коренном обнажении. Здесь отчетливо устанавливается развитие пойкилитовых кристаллов калишпата от контакта с хибинитами внутрь массивных уртитов (Таблица IV, 1). И остальная часть блока уртитов подвержена пятнисто-очаговой калишпатизации, видимо, на фронте сложных ответвлений хибинитов.

Обращает на себя внимание сходство процессов преобразования пород ийолитовой серии в контактах нефелиновых сиенитов как лявочоррит-фойейитового штока, так и внешнего хибинитового кольца массива. В коренном обнажении и на контакте ийолитов в указанных скважинах не-

фелиновые сиениты калишпатизации не подвержены, видимо, из-за жидкостного состояния в момент рисчорритизации уртитов. На контактах рисчорритового тела имеются изменения хибинитов, в частности образование призматических кристаллов магматического калишпата пойкилитовыми мантиями. Этот факт использовался И.П. Тихоненковым и Б.Е. Боруцким в качестве отнесения всей описываемой калишпатизации плутона к постсиенитовой стадии. Вопрос, однако, нельзя считать решенным, так как каймы пойкилитового калишпата могут сформироваться и в результате преобразования раннего ортоклаза в микроклин, скажем, при альбитизации сиенитов. Но, может быть, имеет место пространственное совмещение двух фаз прогрессивной калишпатизации сообразно с предполагаемым двухфазовым проявлением нефелинсиенитовых магм.

4. При сходстве в качественном минеральном составе породы рисчорритовой группы резко отличаются от достоверно магматических нефелиновых сиенитов по составу всех породообразующих минералов. Пойкилитовые калишпаты пород рисчорритовой группы бедны альбитовым компонентом — 2–11 мол.% (преобладают меньшие значения), тогда как в нефелиновых сиенитах распространены калиево-натриевые полевые шпаты с 40–60% альбита (см. рис. 8). Нефелин из пород рисчорритовой группы содержит кальцилитовую молекулы до 28,5–30,0%, из нефелиновых сиенитов плутона — менее 26% (в основном 18–24%), из пород ийолитовой серии — 17–22% (рис. 8). Более высокое содержание эгиринового минала в пироксенах рисчорритовой группы (см. рис. 8) дополняет отличие их парагенезисов от минеральных ассоциаций магматических нефелиновых сиенитов массива. Эти данные указывают на различные физико-химические условия кристаллизации пород рисчорритовой группы (при высоких химических потенциалах и натрия, и калия) и нефелиновых сиенитов (при высоком потенциале натрия, но пониженном калия). Специфические условия в рисчорритах определили присутствие в них редких в природе кальсилита, сульфидов калия — джерфшериита и расвумита.

Приведенный минералого-петрографический материал несомненно указывает на специфические физико-химические условия формирования пород рисчорритовой группы, отличные от условий кристаллизации достоверно магматических нефелиновых сиенитов. Не походят на магматические и рисчорритовые микроструктуры. Вместе с признаками пятнистого новообразования пород рисчорритовой группы в ийолитовой толще перечисленные черты являются достаточным основанием для вывода о метасоматическом происхождении этих пород в результате калишпатизации ийолитов. Такая калишпатизация, как отмечалось, проявляется на контакте с ясно магматическими нефелиновыми сиенитами (хибинитами и лявочорритами), которые несомненно служат источником калишпатового компонента метасоматизирующего флюида, так как содержат этот минерал. Присутствие калишпатизированных ийолитов и уртитов в виде ксенолитов внутри магматических нефелиновых сиенитов, пересечение рисчорритов жилами нефелиновых сиенитов, являющимися, по всей вероятности, ответвлениями от основных тел нефелиновых сиенитов плутона, позволяют отнести метасоматические породы рисчорритовой группы к образованиям магматической стадии. К такому мне-

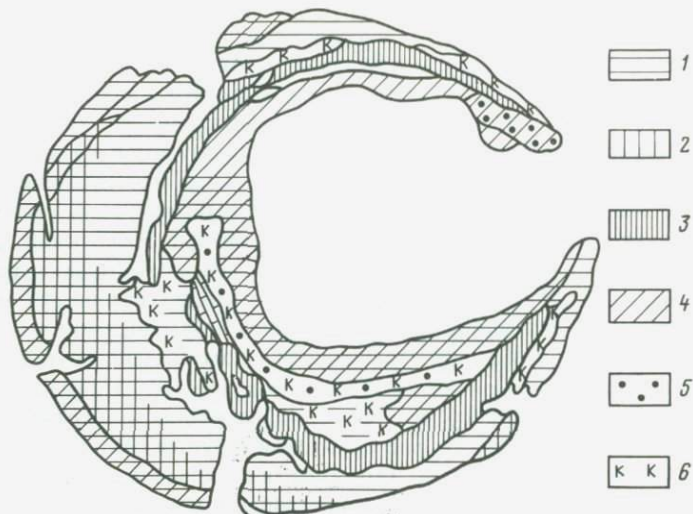


Рис. 7. Схематическая карта распространения минеральных ассоциаций породообразующих минералов в средней части Хибинского массива; по [58, см. рис. 10]
 1 — эгирин, 2 — эгирин-салит, 3 — эгирин-диопсид, 4 — арфведсонит, 5 — биотит, лепидомелан, 6 — существенно калиевый полевой шпат (микроклин, адуляровидный ортоклаз)

нию несколько раньше пришли И.И. Перекрест и В.В. Смирнов [88]. Существенно калиевый характер обсуждаемого метасоматоза, проявление его на магматической стадии эволюции ультращелочных магм, возбуждающих метасоматоз, позволяют определить его как фенитизацию пород ийолитовой серии. Из-за специфических условий проявления и его продуктов хибинские исследователи называют этот процесс рисчорритизацией.

Геологической спецификой Хибинского плутона является многократность интрузий нефелинсиенитовых магм. Кроме молодого дайкового комплекса, большинство исследователей признают не менее чем двухфазное формирование двух пространственно изолированных, преобладающих в объеме плутона нефелинсиенитовых интрузивов: относительно древних хибинитов внешнего кольца интрузива и лявочорритов-фойяитов центрального штока (см. рис. 5). Эта последовательность определена по сугубо косвенным признакам. Вместе с тем имеются признаки двухэтапного проявления рисчорритизации, о чем упоминалось выше. На глубине ореолы рисчорритизации хибинитовой и лявочорритовой субфаз магматизма сливаются и их отличительные признаки не ясны.

Специфика рисчорритизации в Хибинском плутоне состоит в качественном минерально-парагенетическом сходстве замещаемых пород с вызывающими их изменения магмами и продуктами их кристаллизации (рис. 7). В тех участках массива, где проявлено их активное взаимодействие, выражающееся в образовании пород рисчорритовой группы, в нефелиновых сиенитах распространен пироксен, как и в ийолитах и метасоматитах. В северо-западной и северной частях массива, где тело по-

род рисчорритовой группы внутреннего кольца выклинивается, темноцветный минерал лявочорритов представлен арфведсонитом. С удалением от реакционных контактов в нефелиновых сиенитах темноцветные минералы представлены амфиболом и пироксеном, а в центральном штоке — амфиболом и биотитом.

Сходство содержаний калия в нефелинах из пород ийолитовой серии и из нефелиновых сиенитов указывает на их изофациальность по уровню химического потенциала калия и различающихся, судя по составам пироксенов, повышенными химическими потенциалами натрия и железа в нефелиновых сиенитах.

В силу отмеченного минерально-парагенетического сходства изменяемых пород ийолитовой серии и вызывающих их метасоматоз нефелинсиенитовых магм рисчорритизация ийолитовых пород не сопровождается смесью парагенезисов, как, например, в рассмотренной выше колонке фенитизации габброидов Коргеретабинского массива. Это сохранение парагенезисов при образовании пород рисчорритовой серии породило трудности с выяснением их природы. Их рассматривали то как субфазу нефелинсиенитового магматизма, то причисляли к комплексу ийолитовой серии пород. Оба предположения, как оказалось, ошибочны.

С приближением к магматическому контакту в рисчорритах и ювитах наблюдаются структурные изменения; пойкилитовые кристаллы полевых шпатов, сохраняя крупные размеры, приобретают в поперечных сечениях неясно лейстовые формы (Таблица IV, 2) с уменьшением в них количества включений зерен нефелина, также более идиоморфных. Ювиты и рисчорриты с неясно лейстовыми полевыми шпатами геологи-практики наделяют определениями "лявочорритоподобные" из-за сближенности форм кристаллов калишпата с лейстовым его обликом в нефелиновых сиенитах. Микроскопические исследования подтверждают уменьшение количества кристаллических включений уже идиоморфного нефелина в неясно лейстовых калишпатах, между которыми размещаются скопления идиоморфных зерен нефелина. Примечательно появление среди последних мелких изометричных кристалликов калишпата новой генерации, что обнаружено нами впервые. В этих же участках размещены редкие выделения ксеноморфного пироксена. Эти новообразования знаменуют частичное плавление породы, что детальнее обсуждается в следующей части работы.

Обычно с приближением к контакту с рисчорритами и ювитами изменяются и структуры магматических пород. Лейстовые кристаллы полевого шпата лявочорритов укорачиваются и приобретают форму равносторонних табличек. Иногда здесь появляются более крупные изометричные таблички калишпата с редкими вростками нефелина. Эти пойкило-таблитчатые кристаллы мы считаем ксенокристаллами, оставшимися от расплавленных ксенолитов рисчорритов и ювитов. Что касается описанных И.П. Тихоненковым (1963 г.) и Б.Е. Боруцким [58] случаев обрастания лейстовых калишпатов хибинитов оторочками пойкилитовых кристаллов и замещения первых вторыми, то мы связываем их с рисчорритизацией второй фазы, которая возбуждается лявочорритовой интрузией, наложенной на хибиниты.

Выше характеризовались в основном структурные изменения в рис-

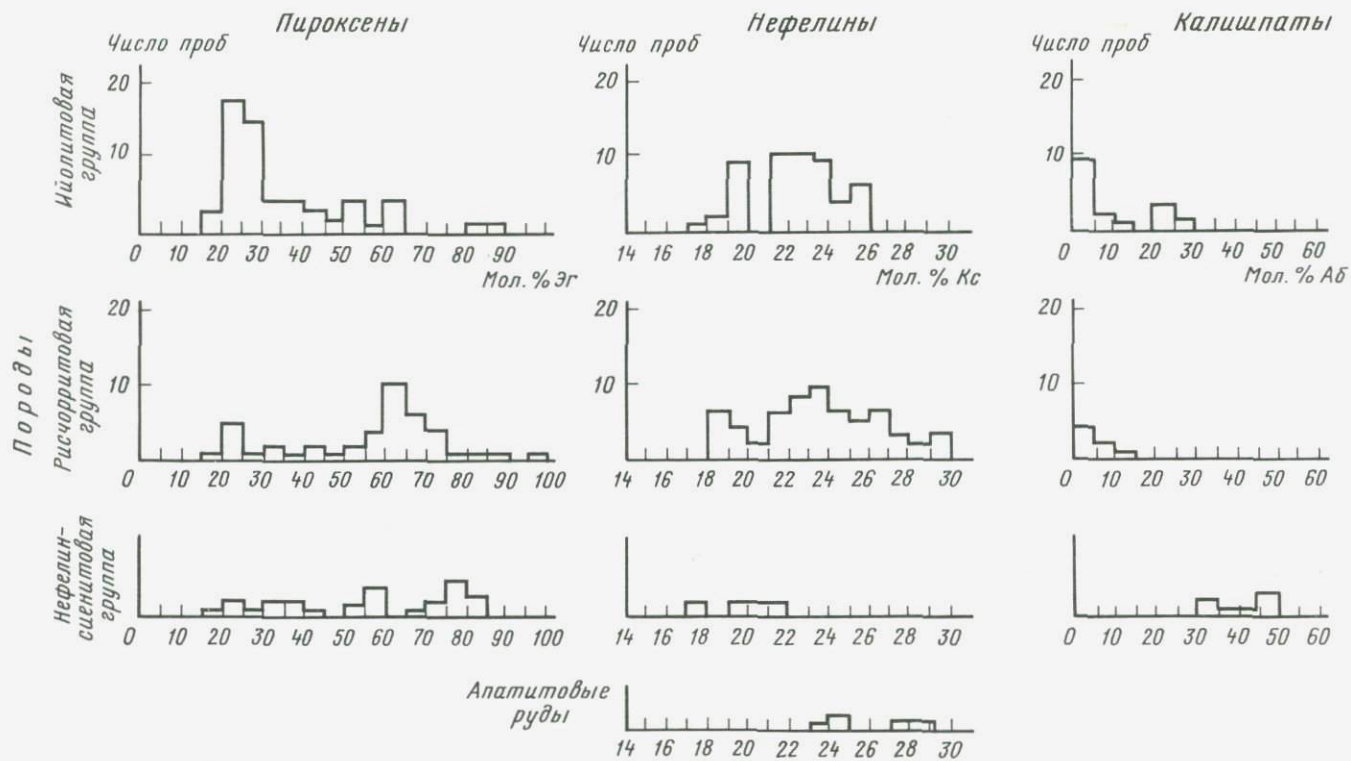


Рис. 8. Статистические диаграммы состава породообразующих минералов разных групп пород Хибинского массива по данным [2, 58]

чорритах и ювитах с приближением к материнским для них магматическим нефелиновыми сиенитами. Большинство этих наблюдений проводились в лавочорритовом контакте. Вероятно, структурные изменения в породах сопровождаются изменениями состава минералов, что, к сожалению, систематически не изучалось. Для выявления общих закономерностей мы воспользовались статистическим анализом накопленных в литературе довольно многочисленных аналитических данных [2, 58]. Гистограммы составов минералов приведены на рис. 8. На них хорошо видно отличие пород ийолитовой серии и нефелиновых сиенитов по составу пироксена, существенно более эгиринового в сиенитах, и сходство их по составу нефелина. Редкие в ийолитах калишпаты практически лишены натрия в отличие от калиево-натриевых полевых шпатов нефелиновых сиенитов. Породы рисчорритовой группы отличаются от ийолитовой серии повышенной эгириновой составляющей в пироксенах и кальсилитового компонента в нефелинах. От нефелиновых сиенитов они отличаются также более калиевым нефелином и практически безнатриевым калишпатов. На гистограммах минералов пород ийолитовой серии и рисчорритовой группы наблюдается перекрытие составов для трех сравниваемых минералов, что связано с попаданием в выборку пород ийолитовой серии образцов с начальными проявлениями рисчорритизации. Возможно включение в любую выборку пород с поздней послемагматической эгиринизацией. Все сказанное тем более касается калишпатов ийолитовой серии, лишь редко содержащих их первичные выделения. Состав первичных пироксена и нефелина ийолитовой серии, скорее всего, соответствует максимумам гистограмм рис. 8. Разброс составов минералов пород рисчорритовой группы объясняется их изменением вкост зональности метасоматических колонок как по продольной оси, так и в поперечном направлении. Непредставительна выборка по составам минералов магматических нефелиновых сиенитов ввиду недостаточного к ним внимания.

При всех неопределенностях произведенного с помощью гистограмм сравнения минералов выделенных и взаимодействующих групп пород различия между ними вполне определены и указаны выше. Эти различия однозначно свидетельствуют о своеобразии физико-химических условий кристаллизации пород сравниваемых групп и, что особенно важно, о несходстве условий кристаллизации пород рисчорритовой группы и магматических нефелиновых сиенитов, несмотря на совпадение качественного минерального состава. Это является сильным доводом против магматической природы пород рисчорритовой группы. Одновременно высокие при их образовании химические потенциалы и калия, и натрия не позволяют считать их парагенными дифференциатами ни ийолитовых, ни нефелинсиенитовых магматических очагов, как предполагают некоторые авторы.

Признаком рисчорритизации пород ийолитовой серии является не только новообразование в них калишпата. Значительно раньше его на удалении от участков новообразования первых кристаллов калишпата в несколько метров и даже десятков метров в ийолитах появляются зерна эвдиалита малинового цвета. Этот цирконосиликат является типоморфным аксессуаром, а нередко и породообразующим минералом нефелиновых сиенитов. Типичен эвдиалит и для пород рисчорритовой се-

рии (в малиньитах его содержание нередко составляет несколько десятков процентов объема). Для пород ийолитовой серии он указывается в качестве нехарактерного акцессорного минерала [58]. Интересно отметить, что фенитизация гнейсо-сланцевых пород в экзоконтакте хибинитов также характеризуется новообразованием эвдиалита [113], подтверждая генетическое сходство рисчорритизации с этим процессом.

На основании детальных исследований петрогенетических процессов на апатитовых месторождениях Хибин было высказано предположение о сопряженности процесса отложения апатита с рисчорритизацией [26, 88]. Эта новая и практически важная точка зрения обосновывается в разделе "Рудообразование". Здесь лишь отметим, что апатитовая минерализация образуется метасоматическим путем на фронте рисчорритизации.

На основе приведенного материала вырисовывается следующая колонка рисчорритизации пород ийолитовой серии в контактах нефелин-сиенитовых магм.

Зона 0. Мельтейгиты, ийолиты, уртиты — исходные породы, подвергающиеся рисчорритизации.

Зона 1. Мельтейгиты, ийолиты с эвдиалитом и апатитом, низкокондиционное рассеяное апатитовое и линзовидно-полосчатое оруденение, сфен-apatитовые руды, интерстициально перекристаллизованные уртиты — породы начальных ступеней рисчорритизации.

Зона 2. Пятнисто калишпатизированные породы ийолитовой серии, богатые пятнистые и сплошные апатитовые руды, брекчиевидные руды с уртитовым цементом, с апатитом и без него — зона с начальной калишпатизацией.

Зона 3. Малиньиты, ювиты и рисчорриты с редким реликтовым гнездовым и жильным убогим апатитовым оруденением — тыловая зона рисчорритизации.

Зона 00. Пироксеновые и амфиболовые лявочорриты и крупнозернистые пироксеновые хибиниты — породы эндоконтакта рисчорритовых тел.

Колонки с полно представленным набором пород и руд устанавливаются не всегда. Прежде всего это касается оруденения промышленных кондиций. Со стороны хибинитов оно встречается редко и в маломощных телах. Нет промышленного оруденения и около рисчорритовых и ювитовых жил во внутренних частях мельтейгит-уртитовой толщи. Но непромышленная минерализация около них обычна. Характерно также снижение кондиций апатитовых руд и их вырождение до акцессорных содержаний апатита по мере увеличения интенсивности рисчорритизации. Эта закономерность отчетлива в главных рудных телах, расположенных в лежачем борту лявочорритов. Таким образом, устанавливаются сложные соотношения процессов калишпатизации и апатитового оруденения в телах рисчорритов. Причины этого будут обсуждаться в другом разделе. В значительной мере они определяются тектонической обстановкой, но также направлением фильтрации флюидов и содержанием в них фосфорных соединений.

Вариации состава минералов по зонам метасоматической колонки остались неизученными. Но судя по гистограммам (см. рис. 8) и сводной диаграмме вариации составов пироксенов ультращелочных массивов (см. рис. 3), с приближением к магматическому контакту пироксен метасоматитов обогащается эгириновым миналом и сближается с таковым нефели-

превышают половину его содержания в гранитах и гнейсах. Для замещения их нефелин-сиенитовой магмой необходимы незначительные перемещения вещества при фенитизации. По наблюдениям Р.П. Тихоненковой [113], фенитизация проявляется на удалении от массива в 1–2 км. Вначале в породах происходит гранулирование плагиоклаза и кварца, сопровождающееся ростом их мелких кристаллов в интерстициях, плагиоклаз раскисляется от An_{28-35} до An_{20-22} , около зерен кварца образуются каемки голубовато-зеленого амфибола. Вокруг перекристаллизованных биотита и первичного амфибола образуется мелкозернистый биотит. Эти превращения носят черты натриевого метасоматоза. Ближе к массиву породы, названные Р.П. Тихоненковой олигоклазовыми фенитами, сложены плагиоклазом An_{10-15} и пятнисто распределенным щелочным амфиболом – катафоритом. В породе сохраняются реликтовые минералы исходных пород и гнейсовидность, что свидетельствует о метасоматической природе изменений.

Еще ближе к массиву в олигоклазовых фенитах происходит послонная калишпатизация. Несдвойникованный калишпат замещает плагиоклаз с краев, постепенно захватывая зерно целиком. Изометричные зерна калишпата сростаются в более крупные с параллельно ориентированными вростками плагиоклаза, что, вероятно, свидетельствует о структуре распада. В валовом составе калишпата содержится 40 мол.% альбита. Амфибол представлен агрегатными скоплениями, а по составу отвечает высоконатриевого катафориту – $(Na_{1,5}K_{0,3}Ca_{1,1})_{2,0}(Fe^{+}_{1,6}Fe^{+}_{0,01}Mg_{2,4}Mn_{0,1}Al_{0,8})_{4,91}(Si_{7,1}Ti_{0,2}Al_{0,7})_8O_{22}(OH_{0,2}F_{1,8})_2$, содержащему большое количество фтора. Последнее хорошо соответствует высокофтористой обстановке формирования магматических и метасоматических комплексов плутона. Апатит массива относится к фторному типу, а в ризкорритах часто встречается фторид натрия – вельиомит (NaF). Эти калишпат-амфиболовые породы образуют зону калишпатовых фенитов. В меланократовых прослоях пород этой и даже предыдущей зоны появляются зерна нефелина, что указывает на инфильтрационный характер метасоматоза с реакционным изменением химических потенциалов вполне подвижных компонентов, в частности натрия в зависимости от основности субстрата.

Породы зоны непосредственного контакта с нефелиновыми сиенитами названы нефелин-полевошпатовыми фенитами. Они состоят на 60–75 об.% из калишпата и на 5–15 об.% из нефелина. Р.П. Тихоненкова подчеркивает структурную неоднородность пород зоны с переходом гранобластовых структур в гилидоморфнозернистые (начало плавления) с появлением в породе нефелина. Калишпат приобретает призматические очертания, карлсбадское двойникование, что исследователи Хибин считают надежным признаком магматического происхождения. Крупные идиоморфные кристаллы калишпата и нефелина погружены в мелкозернистую массу нефелин-калишпатового состава, что, на наш взгляд, свидетельствует о неполном плавлении пород с ксеногенными порфирукристаллами. По данным Р.П. Тихоненковой, калишпат этой зоны содержит около 20 мол.% альбита, а нефелин – 19,0 мол.% кальсилита. Нефелин хибинитов содержит кальсилита больше и меньше этого значения. Темноцветный минерал нефелин-калишпатовых фенитов, как и хибинитов, представлен пироксеном с 37 мол.% эгриновой, 27 мол.% геденбергитовой и около 16 мол.% диопсидовой

превышают половину его содержания в гранитах и гнейсах. Для замещения их нефелин-сиенитовой магмой необходимы незначительные перемещения вещества при фенитизации. По наблюдениям Р.П. Тихоненковой [113], фенитизация проявляется на удалении от массива в 1–2 км. Вначале в породах происходит гранулирование плагиоклаза и кварца, сопровождающееся ростом их мелких кристаллов в интестициях, плагиоклаз раскисляется от An_{28-35} до An_{20-22} , около зерен кварца образуются каемки голубовато-зеленого амфибола. Вокруг перекристаллизованных биотита и первичного амфибола образуется мелкозернистый биотит. Эти превращения носят черты натриевого метасоматоза. Ближе к массиву породы, названные Р.П. Тихоненковой олигоклазовыми фенитами, сложены плагиоклазом An_{10-15} и пятнисто распределенным щелочным амфиболом – катафоритом. В породе сохраняются реликтовые минералы исходных пород и гнейсовидность, что свидетельствует о метасоматической природе изменений.

Еще ближе к массиву в олигоклазовых фенитах происходит послонная калишпатизация. Несдвойникованный калишпат замещает плагиоклаз с краев, постепенно захватывая зерно целиком. Изометричные зерна калишпата сростаются в более крупные с параллельно ориентированными вростками плагиоклаза, что, вероятно, свидетельствует о структуре распада. В валовом составе калишпата содержится 40 мол.% альбита. Амфибол представлен агрегатными скоплениями, а по составу отвечает высоконатриевого катафориту – $(Na_{1,5}K_{0,3}Ca_{1,1})_{2,0}(Fe^{+}_{1,6}Fe^{+}_{0,01}Mg_{2,4}Mn_{0,1}Al_{0,8})_{4,91}(Si_{7,1}Ti_{0,2}Al_{0,7})_8O_{22}(OH_{0,2}F_{1,8})_2$, содержащему большое количество фтора. Последнее хорошо соответствует высокофтористой обстановке формирования магматических и метасоматических комплексов плутона. Апатит массива относится к фторному типу, а в ризкорритах часто встречается фторид натрия – вельиомит (NaF). Эти калишпат-амфиболовые породы образуют зону калишпатовых фенитов. В меланократовых прослоях пород этой и даже предыдущей зоны появляются зерна нефелина, что указывает на инфильтрационный характер метасоматоза с реакционным изменением химических потенциалов вполне подвижных компонентов, в частности натрия в зависимости от основности субстрата.

Породы зоны непосредственного контакта с нефелиновыми сиенитами названы нефелин-полевошпатовыми фенитами. Они состоят на 60–75 об.% из калишпата и на 5–15 об.% из нефелина. Р.П. Тихоненкова подчеркивает структурную неоднородность пород зоны с переходом гранобластовых структур в гилидиоморфнозернистые (начало плавления) с появлением в породе нефелина. Калишпат приобретает призматические очертания, карлсбадское двойникование, что исследователи Хибин считают надежным признаком магматического происхождения. Крупные идиоморфные кристаллы калишпата и нефелина погружены в мелкозернистую массу нефелин-калишпатового состава, что, на наш взгляд, свидетельствует о неполном плавлении пород с ксеногенными порфинокристаллами. По данным Р.П. Тихоненковой, калишпат этой зоны содержит около 20 мол.% альбита, а нефелин – 19,0 мол.% кальсилита. Нефелин хибинитов содержит кальсилита больше и меньше этого значения. Темноцветный минерал нефелин-калишпатовых фенитов, как и хибинитов, представлен пироксеном с 37 мол.% эгриновой, 27 мол.% геденбергитовой и около 16 мол.% диопсидовой

молекул. Значительна доля жадеитовой молекулы — 19 мол.%. Характерно отличие всех породообразующих минералов апогнейсогранитных нефелин-калишпатовых фенитов от состава аналогичных минералов пород рихорритовой группы. Пироксены последних богаче эгирином, нефелины — кальсилитом, а калишпаты беднее альбитовым миналом.

Для сравнения кратко опишем фенитизацию гранитов в контакте ийолитового и карбонатитового интрузивов классического массива Фен в Норвегии, недавно исследованного повторно [145]. Ширина ореола фенитов составляет 0,8–1,2 км, почти достигая диаметра магматических тел. Исследователи выделяют фениты низкой, средней и высокой степени (температуры?) изменения, нарастающей к интрузиву. Авторы указывают на развитие фенитизации в породах экзоконтакта под воздействием флюидов, выделяющихся из магм. Магматические породы воздействию этих флюидов не подвержены, что доказывает принадлежность фенитов к образованиям магматической стадии.

Фенитизации подвергаются биотитовые плагиограниты, а источником метасоматизирующих флюидов являлись магмы ийолит-уртитового, силикат-кальцитового (севитового) и доломитового (раухавгитового) комплексов. Их фениты, располагаясь в разных частях массива, сливаются образуя единый непрерывный ореол.

Фенитизация гранитов под воздействием флюидов ийолит-уртитового комплекса выражается во внешней (удаленной от магматического контакта) зоне в замещении первичного биотита парагенезисом калишпат+магнезиальный арфведсонит+магнетит. Агрегаты парагенезиса окружаются высокоэгириновым пироксеном с магнетитом. Андезин замещается альбитом при сохранности кварца. Вероятно, пироксен+магнетит+альбит представляет ассоциацию следующей зоны фенитов. Калишпат первой зоны практически лишен альбитового компонента, пироксен содержит 75–100 мол.% эгиринового минала.

В 150 м от контакта породы сложены в основном пироксеном и пертитовым калишпатов (40% альбитового компонента) с примесью кварца и альбита. Эгириновый компонент пироксена зоны меняется от 54 до 70% при примерном равенстве содержания диоксидового и геденбергитового миналов.

Фениты из непосредственного интрузивного контакта не изучены. В рассмотренной части разреза тела фенитов обращает на себя внимание непрерывное понижение в пироксене эгиринового минала (см. рис. 3, линия *D*) с приближением к магматическому телу, противоположное преобладающим тенденциям в фенитовых ореолах других массивов (см. рис. 4). Эволюция состава пироксенов в ийолитах, напротив, выражается в росте к контакту количества эгиринового минала (см. рис. 3, линия *G*), т.е. составы пироксенов фенитов и магматических пород к контакту сближаются. Нужно полагать, что вблизи ийолитового контакта происходит нефелинизация фенитов, как в ореолах карбонатитовых и других массивов.

В контактах с силико-кальцитовыми севитами и доломитовыми карбонатитами граниты альбитизируются с замещением первичного плагиоклаза, калишпата и кварца, тогда как биотит превращается в агрегат калишпат+магнетит+рибекит; последний позже замещается эгирином и эгирин-ав-

гитом. На самом контакте с севитами фениты сложены пироксеном с 30—40 мол.% эгирина, калишпат-пертитом с небольшой примесью альбита, кальцитом и обильными акцессорными — сфеном, апатитом, магнетитом. На контакте с доломитовыми карбонатами фениты представлены калишпат-флогопитовыми породами. Пироксен из фенитов карбонатитовых тел с приближением к магматическому контакту (см. рис. 3, линия *E*) сближается с составом пироксена карбонатитов (линии *A* и *B*).

Замещение кварца альбитом в фенитах массива Фен, а не амфиболом или пироксеном, как в Хибинах и других массивах, обусловлено, вероятно, незначительной активностью и транспортом железа флюидами массива Фен. Поэтому и содержание эгириновой молекулы в пироксене фенитов этого массива с приближением к нему падает, тогда как в большинстве других массивов растет.

Таким образом, развитие фенитов по породам экзоконтактов в щелочных и карбонатитовых массивов при отсутствии сопряженных изменений в породах эндоконтактов свидетельствует о магматическом источнике фенитизирующих флюидов, отделяющихся от еще жидких магм. Следовательно, фениты относятся к метасоматитам магматической стадии. Огромные объемы метасоматитов, сопоставимые и даже превосходящие (например, в Ковдоре) размеры магматических тел, не могут образоваться за счет ресурсов самих магматических тел и, вероятнее всего, поступали в виде происходящих через магмы потоков (трансмагматических) флюидов.

Характерная особенность фенитизации поликомпонентных пород в отличие от малокомпонентных состоит в том, что изменения происходят путем протекания полиминеральных реакций типа метаморфических. Такой процесс может быть сопоставлен с неизохимическим (аллохимическим) метаморфизмом, что затрудняет идентификацию его как метасоматического процесса. Лишь в тыловых зонах метасоматических колонок породы приобретают характерный для метасоматитов маломинеральный облик и имеют текстуры, независимые от исходного субстрата.

ДРУГИЕ ТИПЫ МЕТАСОМАТИТОВ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Выше рассмотрены две наиболее изученные формации метасоматитов магматической стадии. Сущность магнезиально-скарновой формации определяется петрохимическими особенностями замещаемого субстрата — его высокой магнезиальностью и недосыщенностью кремнеземом. Фациальное же разнообразие формации — минералогия и зональность скарнов — обусловлены составом магм и уровнем глубинности (и/или P_{CO_2}) их формирования. Формация фенитов, напротив, определяется составом порождающих их магм — ультращелочных (недосыщенных кремнеземом и насыщенных им) и карбонатитовых. Литология замещаемых пород вызывает фациальные вариации метасоматитов. Из сопоставления факторов, определяющих метасоматическую формацию, очевидно, вытекает, что эти две формации не охватывают все формационное разнообразие группы метасоматитов магматической стадии. Неохарактеризованы, скажем, метасоматиты из кон-

тактов магм иных типов и развивающиеся по низкомagneзиальным кремнекислым породам.

Среди них широчайшим распространением пользуются метасоматиты, сопровождающие гранитизацию литологически различных пород. Одна формация таких метасоматитов, а именно магнезиально-скарновая, уже обсуждалась. Другие метасоматиты этой группы изучены недостаточно, несмотря на почти вековую историю исследования гранитизации. Но и она не до конца понята. Предложено несколько генетических моделей гранитизации: метасоматическая, анатектическая, инъекционно-магматическая, палингено-метасоматическая и магматического замещения. Из-за неразработанности отличительных критериев моделей вокруг гранитизации ведутся непрекращающиеся дискуссии [17, 47, 81, 121 и др.]. В природе возможна реализация любой из моделей, хотя в определенных условиях преобладает одна из них. Скажем, на глубинах 30–40 км едва ли возможно широкое проявление инъекционной мигматизации из-за физически ограниченных возможностей перемещения вещества. Как показали В.А. Жариков, С.Н. Гаврикова [17], здесь преобладают процессы магматического замещения, обязательно сопровождающиеся метасоматозом магматической стадии. Подчиненность и незначительность проявлений на этих глубинах палингено-анатектических процессов доказывается практическим отсутствием здесь рести-тов, комплементарных гранитным низкотемпературным расплавам. Это хорошо показано В.А. Жариковым и С.Н. Гавриковой. Интересно, что и литологически благоприятные для палингенеза и анатексиса апопелитовые гнейсы плавятся лишь локально в участках, предварительно проработанных инородными флюидами [94]. К выводу о гранитизации под действием глубинных углекислотных флюидов приходят и зарубежные ученые [135].

Гранитизация как магматическое замещение обязательно сопровождается метасоматозом гнейсов магматической стадии [47]. Наиболее наглядно этот процесс проявляется при гранитизации кристаллосланцев базитового состава, выражаясь в их полевошпатизации и осветлении. Яркие примеры таких изменений наблюдаются в небулитовых мигматитах. В их гранитных составляющих остаются несмещенные теньевые реликты исходного субстрата, разделенные взаимопересекающимися жилками гранитов (агматитовые мигматиты). Доказательства предгранитного изменения таких реликтов были представлены в разделе характеристики геологических форм проявления обсуждаемых метасоматитов и там же приводились доводы в пользу их регионального распространения. При всей очевидности этих изменений и обилии в литературе данных по составу взаимодействующих сред остаются неясными петрографические и петрохимические закономерности процесса. Озадачивает неустойчивость привноса–выноса компонентов при гранитизации, особенно натрия, калия, а также глинозема, кальция и др. Еще менее ясны закономерности минерально-петрографических превращений. Нестабильность баланса вещества, видимо, связана с сильной литохимической неоднородностью замещаемых толщ, влияющей на химический потенциал вполне подвижных компонентов и их осаждение. В первую очередь это относится к щелочам. Разное содержание инертных компонентов в замещающем субстрате требует неодинакового их привноса–выноса, что вытекает из замещения литохимически различных пород однородным в конечном счете расплавом. К примеру, магматическое замещение

гнейсо-сланцевых толщ плаггиогранитными магмами вызывает в гнейсах рост порфиробластов плаггиоклаза с образованием очковых текстур, а в амфиболитах — новообразование калишпата, биотита, альмандинового граната и кварца. Гранитизация, возбуждаемая флюидами магм повышенной щелочнометальности, например, двуполевошпат-клинопироксеновых и гиперстеновых гранитов, вызывает во вмещающих породах калишпатизацию, замещение биотит-кварцевых ассоциаций калишпат-гиперстеновыми, насыщение плаггиоклазов антипертитовыми вростками.

Уже после составления текста книги вышла из печати интересная статья В.А. Жарикова, С.Н. Гавриковой [17], в которой кратко обсуждаются процессы гранитизации на юго-западной окраине Алданского щита. По их данным, процесс выражается в активной полевошпатизации боковых пород с образованием внутренней мономинеральной зоны, сложенной олигоклазом или калишпатом (в породах основного состава).

Таким образом, метасоматиты магматической стадии, сопровождающие гранитизацию гнейсо-сланцевых толщ, изучены недостаточно, чтобы говорить об устойчивых закономерностях. Исключения представляют глубинные магнезиальные скарны, подробно рассматривавшиеся выше.

С.А. Гурулев (1983 г.) предложил выделять новые формации метасоматитов магматической стадии, связанные с воздействием флюидов габброидных магм на разнообразные боковые породы. Он назвал три формации: пироксен-плаггиоклазовых роговиков, пироксенитов, роговообманково-соосюритовых метасоматитов. К ним С.А. Гурулевым отнесены пироксен-плаггиоклазовые и измененные кордиерит-гранатовые роговики Чайского массива, шпинель-плаггиоклаз-кордиерит-гиперстеновые породы из экзоконтакта Мончегорского плутона, гиперстен-плаггиоклазовые и клинопироксеновые породы Чайского и Ориликанского массивов, пироксен-плаггиоклазовые тьялиты уральских дунитовых массивов, плаггиоклазовые амфиболиты прибайкальского докембрия, низкокремнистые лейкократовые гнейсы с очковыми текстурами Нюрундуканского массива. Особенно интересны пироксен-плаггиоклазовые апелитовые метасоматиты Чайского массива (Конников, 1986 г.). Обычно же породы пелитового состава на контактах с габброидами плавятся превращаясь в гранофиры, например, в Талнахском рудном узле [24].

Попытка выделить группу формаций метасоматитов магматической стадии габброидных магм оправдана. В их контактах известны специфические процессы плаггиоклазизации и пироксенизации известковых мраморов, которые А.Г. Поспелов [95] называл порфиризацией и порфиритизацией.

Пример такой плаггиоклазизации в контакте оливинсодержащих габбро-долеритов был исследован нами в Талнахском рудном узле [24]. Здесь изменениям подвергаются субмономинеральные апомергелистые пироксеновые породы. Ороговивание мергелей и процессы метасоматоза проявлялись на глубине в 2,5 км. Близость к земной поверхности обусловила высокие температурные градиенты и быструю кристаллизацию высокотемпературных образований, что выразилось в мелкозернистых структурах роговиков. Размеры зерен пироксенов не превышают 1–2 мм. В непосредственном контакте с долеритами в роговиках появляются отдельные кристаллы и совокупность мелких кристаллов плаггиоклаза. В большинст-

ве случаев роговики контактируют с мелко-, среднезернистыми эндоконтактовыми безоливиновыми фациями долеритовых интрузивов. Но пироксеновые роговики, обычно в виде ксенолитов, встречаются и во внутренних крупнозернистых пикритовых слоях гравитационно расслоенных массивов. Формы и размеры новообразованных зерен плагиоклаза в роговиках по неясной причине совпадают с таковыми воздействующих на них долеритов. Новообразования плагиоклаза в роговиках проявляются на удалении от 10–15 см до нескольких метров от магматического контакта. С приближением к нему количество кристаллов плагиоклаза в роговиках увеличивается вплоть до появления в участках их скопления микродолеритовых структур, если в контакте с ними находятся контактовые разности долеритов с такими же структурами. В случае размещения роговиков в контакте с пикритовыми габбро-долеритами, обладающими среднезернистыми панидиоморфными структурами, плагиоклазизация роговиков вначале выражается в новообразовании в них призматически-таблитчатых скелетных порфиробластов плагиоклаза (Таблица V, 2, 3). С приближением к пикритовым долеритам количество таблитчатых зерен плагиоклаза прогрессивно увеличивается и они очищаются от включений мелких зерен роговикового пироксена (Таблица V, 3). При достижении соотношения количества зерен реликтового пироксена и новообразованного плагиоклаза, соответствующего пикриту, порода плавится и от ювенильно магматической ее можно отличить только по несравненно меньшему содержанию в ней оливина.

Состав пироксенов (салитов) по данным микрозондового рентгеновского анализа на приборе "Камека МС-46" [24, см. табл. 3] меняется следующим образом:

в исходном роговике — $(\text{Ca}_{0,93}\text{Mg}_{0,07})_{1,00}(\text{Mg}_{0,63}\text{Fe}^{2+}_{0,30}\text{Al}_{0,07}\text{Si}_{1,84}\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,12})_{2,00}\text{O}_{5,975}$;

в краевой части пойкилобласта плагиоклаза — $(\text{Ca}_{0,93}\text{Mg}_{0,07})_{1,00}(\text{Mg}_{0,57}\text{Fe}^{2+}_{0,31}\text{Al}_{0,12})_{1,00}(\text{Si}_{1,77}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,20})_{2,00}\text{O}_{5,960}$;

в центре кристалла плагиоклаза — $(\text{Ca}_{0,93}\text{Mg}_{0,07})_{1,00}(\text{Mg}_{0,57}\text{Fe}^{2+}_{0,31}\text{Al}_{0,12})_{1,00}(\text{Si}_{1,84}\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,12})_{2,00}\text{O}_{6,000}$;

в примыкающем пикритовом габбро-долерите — $(\text{Ca}_{0,84}\text{Mg}_{0,16})_{1,00}(\text{Mg}_{0,70}\text{Fe}^{2+}_{0,19}\text{Al}_{0,09}\text{Ti}_{0,01})_{0,99}\text{Si}_{2,01}\text{O}_{6,065}$.

Сравнение составов минерала показывает, что в роговиках с умеренной глиноземистостью породы и минерала появление в нем новообразованных скелетных пойкилобластов плагиоклаза с 60–70 об.% включений (Таблица IV, а) глиноземистость (количество атомов Al на формулу) пироксена повышается на 68%, а железистость остается на том же уровне (около 30 ат.%). В пироксен-плагиоклазовой зоне минерал, судя по включениям внутри плагиоклазовых зерен, имеет глиноземистость ниже на 25% сравнительно с внешней граничной областью без изменения железистости. При переходе к контактирующему с метасоматической породой пикритовому габбро-долериту скачкообразно понижается глиноземистость и железистость минерала соответственно на 62 и 42%.

Пироксен-плагиоклазовая формация метасоматитов имеет устойчивую минеральную форму выражения и распространена, вероятно, в контактах

габброидных интрузивов шире, чем представляется сейчас. Изучена она недостаточно. Другие формации, намеченные С.А. Гурулевым, нам представляются еще недостаточно обоснованными.

Новый тип метасоматитов магматической стадии, пока не получивший наименования и выражающийся в калий-железо-магнезиальном метасоматозе вулканитов среднего состава, исследован В.Л. Русиновым [99] на золото-полиметаллических месторождениях. Видимо, подобные же метасоматиты существенно биотитового состава упоминаются при описаниях касситеритовых месторождений Приморья. Не исключено, что этот тип метасоматоза сходен с магнезиальным метасоматозом раннещелочной стадии, выражающимся в биотитизации, который описывал В.А. Жариков [16] на полиметаллических месторождениях Карамазара (Средняя Азия). Однако им эти метасоматиты отнесены к послемагматическому этапу.

По данным В.Л. Русинова, метасоматиты проявляются в сложных вулканоплутонических комплексах на поздних стадиях андезит-липаритового магматизма. В пространстве и во времени метасоматиты связаны с поздними телами гранитоидов повышенной щелочнометалльности — сиенит-гранодиорит-порфирами. Намеченная им зональность имеет следующий вид. В непосредственном контакте с магматическими породами развит парагенезис калишпат+биотит (флогопит)+амфибол (диопсид)+магнетит. Далее следуют породы с парагенезисом калишпат+биотит+плаггиоклаз+магнетит, за которыми распространены породы эпидот+кварц+ортоклаз. Надо сказать, что в содержании этих метасоматитов, их зональности много неясного, требующего дальнейших исследований.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТОЗА МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

СУЩНОСТЬ МЕТАСОМАТОЗА МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Как показано выше, метасоматоз этого типа проявлен только в экзоконтактах магматических тел и не захватывает последние. Отсюда следует, что вызывается он флюидами, выходящими из еще жидкой магмы и равновесными с ней. В общем случае флюиды оказываются неравновесными с боковыми породами и вступают с ними в химическое взаимодействие. Химическая направленность реакций должна выразиться в приближении химического состава изменяемой породы к составу магмы путем обмена флюида компонентами с вмещающими породами. В непосредственном контакте с магмой метасоматические породы будут очень близки к ней по составу, тогда как на удалении они лишь в незначительной степени обогащены компонентами магмы. Процесс выравнивания состава взаимодействующих сред — боковой породы и магмы — вполне естественен. Петрологам хорошо известен один тип такого процесса — ассимиляция магмой вещества вмещающих пород с соответствующим изменением состава расплавов. Сопряженно должно проявляться и диффузионное перемещение вещества магмы в боковые породы, что, однако, проявляется в несущественных масштабах и обычно не находит в литературе отра-

жения. Метасоматоз магматической стадии координально отличается от ассимиляционного взаимодействия магмы с боковыми породами.

Метасоматоз магматической стадии имеет некомпенсированный характер. Он проявляется только в экзоконтактах магматических тел и обычно не сопровождается заметным загрязнением магмы веществом боковых пород. Этот факт показывает, что поток метасоматизирующих флюидов направлен из магмы в боковые породы. Изменения состава приконтактовых расплавов имеют принципиально иной характер и относятся к кислотно-основному метамагматическому взаимодействию, характеризующемуся во второй части работы. В отличие от ассимиляционного взаимодействия масштабы изменения боковых пород в этом случае обширны и не могут игнорироваться при геологических исследованиях. Большие объемы метасоматитов ($n \cdot 10^{-2} \div 10^{-4}$ км³) с учетом формирования их флюидами, выходящими из магмы, говорят о существовании в этих участках магматических массивов потоков флюидов, движущихся через расплавы. Невозможно представить, что весь объем метасоматизирующих флюидов был сосредоточен в эндоконтактных расплавах магматических тел.

Интересные и необычные на первый взгляд особенности выявляются в изменении химического состава боковых пород в ходе метасоматического преобразования. В измененных породах с приближением к магматическому контакту уменьшается содержание компонентов исходных вмещающих пород и увеличивается содержание компонентов магмы. Однако такое закономерное изменение происходит в отношении лишь некоторых "магматических" компонентов, к которым прежде всего относятся MgO, Al₂O₃ и SiO₂, иногда CaO. Меняются также содержания окислов Fe, а в фенитах и метасоматитах зон гранитизации еще Na₂O, K₂O. Но в отличие от первых трех компонентов их содержания меняются незакономерно. Например, в магнезиально-скарновой колонке гранитной формации замещение доломитового мрамора шпинель-форстеритовой зоной полностью вытесняет из ее состава CaO, который вновь осаждается в следующей зоне шпинель-фассаитового скарна на уровне 20 мас.%, несколько снижаясь в следующей, пироксен-плаггиоклазовой зоне. Натрий в колонке этих скарнов присутствует лишь в последней зоне вместе с небольшим количеством калия. Но в магнезиально-скарновых колонках нефелинсиенитовой формации содержание кальция от доломитовых мраморов к магматическому контакту снижается постепенно от зоны к зоне, что связано с устойчивостью кальцита в зонах шпинель-форстеритового кальцифира и шпинель-пироксенового скарна, описанных В.И. Коваленко [40] и А.А. Коновым [43]. Аналогичным образом ведет себя кальций при фенитизации кальцитовых мраморов. Окислы железа накапливаются в периферической, пироксеновой зоне фенитизации известковых мраморов, постепенно снижаясь через ийолит-мельтейгитовую зону к нефелиновым сиенитам.

Различия в поведении компонентов в процессах метасоматоза вообще и при формировании магнезиальных скарнов в частности подмечены Д.С. Каржинским давно [48]. Элементы с устойчивым изменением содержания от фронтальных к тыловым зонам метасоматических колонок выделены им в группу виртуальных термодинамически инертных компонентов, соотношение которых определяет качественный и количественный мине-

ральный состав метасоматических зон. Остальные из перечисленных компонентов относятся к группе вполне подвижных, уровень активности или химических потенциалов которых или отношения их активностей определяют состав минералов (например, железистость и натриевость пироксенов), тип минералов метасоматитов (скажем, нефелина вместо шпинели или плагиоклаза в скарнах), а также образуют избыточные минералы. Д.С. Коржинский выделяет обособленные инертные компоненты, определяющие появление индивидуальных акцессорных минералов. К таким компонентам относятся, к примеру, титан, определяющий появление в скарнах сфена, или цирконий, образующий эвдиалит в фенитах нефелинсienитовой формации, а также фосфор, входящий только в апатит. Содержания вполне подвижных компонентов в зоне метасоматической колонки определяются возможностью их вхождения в состав минералов метасоматитов и количеством этих минералов.

Физико-химический и парагенетический анализ эволюции метасоматитов, их зональности проводятся в зависимости прежде всего от поведения инертных компонентов с помощью треугольных и тетраэдрических диаграмм по методике Д.С. Коржинского. По содержанию и количеству инертных компонентов в метасоматитах различаются случаи метасоматоза малокомпонентных и многокомпонентных пород. Их метасоматоз протекает неодинаково.

МЕТАСОМАТОЗ МАЛОКОМПОНЕНТНЫХ ПОРОД

Рассмотрим вначале образование магнезиальных скарнов магматической стадии, геологические и петрографические особенности которых подробно охарактеризованы выше. На рис. 9, а в молекулярных соотношениях инертных компонентов Al_2O_3 , SiO_2 , MgO и изоморфного с последним FeO изображены составы взаимодействующих исходных сред — магнезиальных мраморов и гранитоидов (на рис. 9, б — габброидов), а также развившихся по мраморам зональных магнезиальных скарнов. На диаграммах хорошо видно, что вся совокупность опубликованных в литературе анализов исходных пород и скарнов укладывается в створ прямой линии, соединяющей доломитовые мраморы с гранитоидами (габброидами на рис. 9, б). Имеющееся рассеивание точек одноименных скарновых зон, учитывая частично низкотемпературно измененный состав некоторых из них, а также варьирующий состав активных магматических пород, следует признать незначительным. Важной особенностью распределения точек составов скарнов

Рис. 9. Диаграммы состав-парагенезис магнезиальных скарнов магматической стадии, околоскарновых и материнских для них магматических пород

а — обобщенная диаграмма для скарнов магматических формаций варьирующего состава от габбро до гранитов по данным Л.И. Шабынина [118, см. фиг. 47]. 1 — магматические породы; 2 — аподолмитовые околоскарновые породы; 3 — пироксены скарнов; 4, 5 — скарны: 4 — шпинель-пироксеновые (фассаитовые), 5 — шпинель-форстеритовые; 6 — кальцифиры; 7 — периклазовые (и бруситовые) мраморы. б — совокупность скарнов экзоконтакта Талнахских сульфидоносных траптовых интрузивов; 1 — безоливиновые габбро-долериты эндоконтакта; 2, 3 — скарны: 2 — шпинель-пироксеновые (фассаитовые), 3 — серпентинизированные шпинель-форстеритовые; 4 — апопериклазовые бруситовые и бруситсодержащие кальцифиры и доломитовые мраморы; 5 — поле пироксенов; 6 — конноды парагенезисов магматических пород; 7 — направление зональности скарновых тел

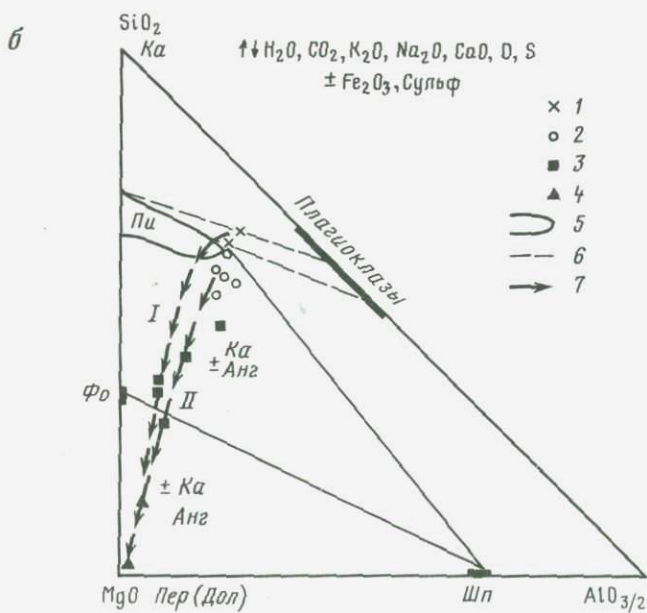
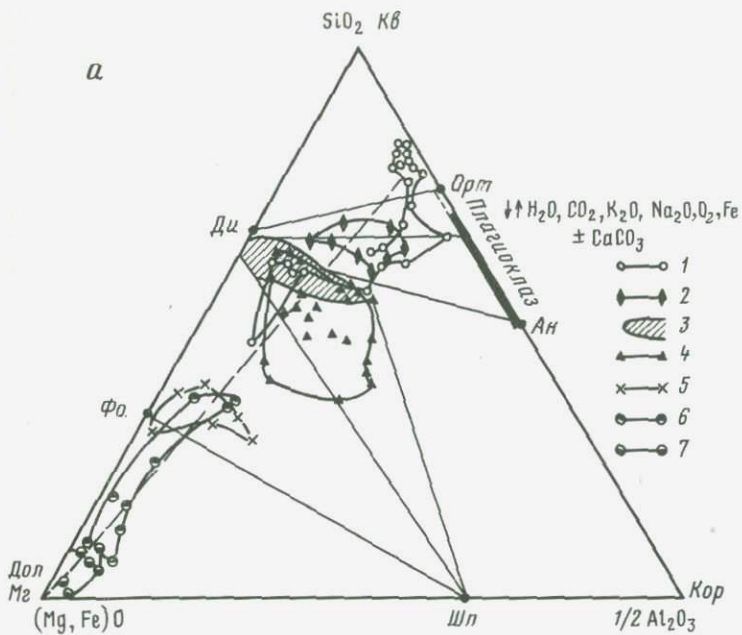


Рис. 9

является их группировка в дискретные совокупности, тяготеющие к коннодам двуминеральных парагенезисов: шпинель-форстерит, шпинель-пироксен, пироксен-плаггиоклаз. На некоторых скарновых объектах встречаются зоны трехминеральных скарнов. Явление это крайне редкое и плохо изученное здесь не рассматривается. Не рассматриваются также энстатитовые и гиперстенновые скарны, проблема образования которых представляется самостоятельной.

На диаграмме рис. 9 видно, что состав зон скарнов в направлении интрузива сближается с составом магматических пород по соотношению инертных компонентов, вынесенных в углы треугольника. Содержания вполне подвижных СаО, Fe, щелочей меняются по зонам закономерно.

Анализ рис. 9, а позволяет понять природу зональности магнезиальных скарнов магматической стадии. Число зон метасоматической колонки, их минеральный и химический состав, последовательность зон относительно магматического контакта определяются пересечением коннод с линией составов взаимодействующих пород. Этот принцип позволяет понять природу рассмотренного выше большого разнообразия фаций магнезиальных скарнов.

Рассмотрим, к примеру, впервые описанные нами [24] скарны без шпинель-пироксеновой зоны, распространенные в контактах Верхнеталнахских интрузивов (Норильский район). На диаграмме рис. 10 отражены парагенезисы и составы скарнов и материнских магматических пород образца, представленного в Таблице II. Спецификой является отсутствие в колонке шпинель-пироксеновой и пироксен-плаггиоклазовой зон, имеющих в большинстве других скарнов. Это связано с тем, что для первых активными магматическими породами, отражающими состав магмы, являются оливинсодержащие габбро-долериты, которые по соотношению инертных компонентов перекрывают поле шпинель-пироксеновых скарнов (см. рис. 16). Парагенезисы скарновой зоны и магматической породы различаются по содержанию вполне подвижных СаО и Na₂O, содержащихся в большем количестве в габбро-долерите. При выравнивании их химических потенциалов по всей колонке шпинель-пироксеновая зона обязательно превратится в габброидный расплав. По этой же причине фаялит скарнов (рис. 10, точка 9) неустойчив и замещается малоглиноземистым магматическим салитом (точки 7—9) в ассоциации с незначительными количествами оливина и плаггиоклаза, а компоненты шпинели расходуются на дополнительное количество двух последних минералов. Новообразованный расплав (точка 4) более магнезиальный, чем удаленный от контакта "ювенильный" расплав (точка 5).

Однако не всегда взаимодействие расплавов оливиновых габбро-долеритов со шпинель-форстеритовыми скарнами выражается в их замещении оливинсодержащими габброидными расплавами. Так, на фотографии в центре того же образца (Таблица II, А) долерита виден футлярообразный реликт ксенолита шпинель-форстеритового скарна, внутренняя часть которого выполнена долеритом, аналогичным вмещающему ксенолит. Левая часть ксенолита представлена тончайшей (толщиной в 1,5—2,0 мм) ленточкой оливин-плаггиоклазовой породы, которая по микроскопическим наблюдениям образовалась в результате замещения шпинели форстеритового скарна плаггиоклазом. В широко призматических зернах плаггио-

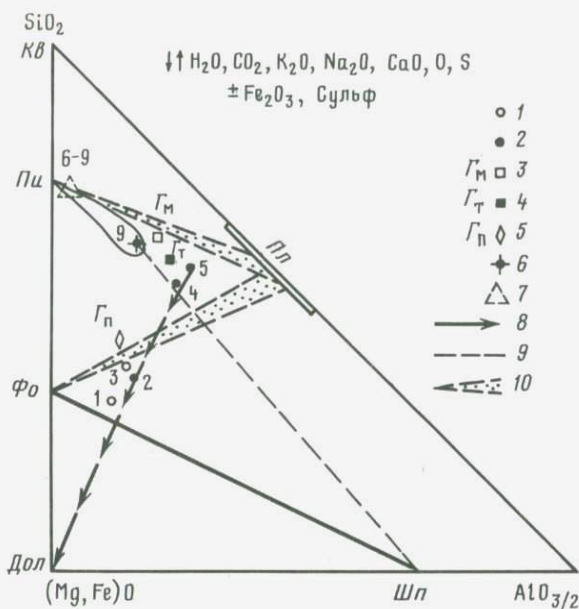


Рис. 10. Диаграмма состав–парагенезис магнезиальных скарнов, магматических пород и дифференциатов верхнеталнахских интрузивов

1 – шпинель-форстеритовые скарны; 2 – составы магматических пород образца; 3–5 – средние составы разновидностей габбро-долеритов интрузивов: 3 – апофизарных ответвлений и эндоконтактовых фаций, 4 – такситовых, 5 – пикритовых; 6 – состав фассаитового пироксена шпинель-фассаитового скарна; 7 – составы пироксенов габбро-долеритов; 8 – линия корреляции генетически сопряженных магматических пород, скарнов и исходных мраморов; 9 – парагенетическая коннода возможного шпинель-пироксенового скарна; 10 – моновариантные поля двуминеральных парагенезисов габбро-долеритов

клаза присутствует сыпь мельчайших кристалликов магнетита, скопления которых сохраняют близкие к квадратным формы замещенных зерен шпинели. Форстерит ленточки сохраняет формы зерен скарна. Однако железистость его, охарактеризованная в более ранней работе [24, см. табл. 5, ан. 13] и равная 24,7 ат.%, близка к железистости оливина долеритов (26,9–28,8%) и резко отличается от железистости форстерита скарнов ($F_{\text{ат}} = \text{Fe}^{+2}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}) \cdot 100\% = 4,0\text{--}11,1\%$). Таким образом, оливин и полевой шпат существенно плагиоклазовой породы, заместившей шпинель-форстеритовый скарн, близки к составу магматических минералов и в силу этого химически равновесны с вмещающим расплавом долерита. Будучи более тугоплавкой, оливин-плагиоклазовая порода не плавится и находится в расплаве в виде взвеси. Реликты оливин-плагиоклазовых пород характерны для такситового горизонта верхнеталнахских интрузивов. Частично они образовались за счет шпинель-форстеритовых скарнов, а отчасти – вышележащего горизонта пикритовых габбро-долеритов.

Чтобы понять образование оливин-плагиоклазовых ксенолитов, необходимо сравнить химизм двух способов преобразования шпинель-форстеритовых скарнов. Согласно топологии диаграммы рис. 10, замещение шпинель-форстеритового скарна оливинодержащим долеритовым рас-

плавом происходит с привносом в породу из магмы не только кальция и натрия, но и кремнезема. При относительно небольшом привносе железа форстерит фактически повышает железистость лишь до 11 ат. % и, оказываясь неравновесным с магматическими флюидами, замещается салитовым магматическим пироксеном. Преобразование шпинель-форстеритового скарна в оливин-плаггиоклазовую породу происходит иначе. В породу по-прежнему в неограниченном количестве привносятся в.п.не подвижные Ca и Na, а также Fe, в то время как привнос Si не заметен. В результате шпинель замещается плаггиоклазом, а форстерит превращается в умеренно железистый оливин, близкий по составу к магматическому. Вновь возникающая оливин-плаггиоклазовая породa оказывается термодинамически равновесной с магмой и не вступает с ней в химическое взаимодействие. Она отвечает составу котектики, и перевод ее в расплав возможен только за счет повышения температуры. Однако возможности для этого у магм невелики.

Таким образом, в рассмотренном образце (Таблица II) установлены два типа метасоматического изменения шпинель-форстеритового скарна под воздействием магмы оливинсодержащих долеритов через посредство флюидов. При одном отчетливо инфильтрационном типе взаимодействия шпинель-форстеритовый скарн превращается в существенно пироксен-плаггиоклазовую с примесью оливина магматическую породу в результате преимущественного привноса в скарн Na_2O , CaO , SiO_2 и менее значительно привноса FeO. Во втором случае шпинель-форстеритовый скарн превращается в оливин-пироксеновую породу, которая не плавится и в магматической среде, в результате преимущественного привноса Na_2O , CaO и FeO, тогда как существенного привноса SiO_2 в этом случае не происходит. Нетрудно заметить, что ускоренный привнос первых трех компонентов сравнительно с кремнеземом свойствен диффузионному механизму перемещения компонентов, при котором скорость их диффузии в жидкостях обратно пропорциональна валентности компонентов. Поэтому мы полагаем, что оливин-плаггиоклазовые апоскарновые породы образуются в результате диффузионного притока из магмы перечисленных компонентов через посредство флюидной среды. Следовательно, в изученном образце проявлены два разных способа взаимодействия магмы с боковыми породами: один — диффузионный, хорошо известный петрологам как ассимиляция, другой — инфильтрационный, описываемый как метасоматоз магматической стадии. Сопряженное проявление двух процессов в одном образце является строгим доказательством осуществления в природе второго типа взаимодействия, в отношении которого многие петрологи все еще проявляют необоснованный скептицизм. Но опережающий вынос из магмы кремнезема сравнительно с железом при замещении шпинель-форстеритовых скарнов долеритовым расплавом, очевидно, отличается от диффузионного способа перемещения компонентов и обеспечивается переносом их в составе растворов. Как известно, в инфильтрационных процессах независимым термодинамическим фактором является концентрация компонента растворов. Видимо, в метасоматирующих флюидах концентрация кремнезема выше, чем железа, что и определяет соответствующий ход изменения скарнов.

Интересна группировка составов скарновых зон около двуминеральных

коннод (см. рис. 9, а) с перерывом в составах пород между зонами. Можно говорить о скачкообразном переходе от зоны к зоне. Согласно теории инфильтрационной метасоматической зональности Д.С. Коржинского [53], зональное строение метасоматитов этого типа обусловлено существованием ряда термодинамической подвижности компонентов, выражающегося в последовательном переходе их во вполне подвижное состояние вдоль по оси флюидопотока. На границах зон один из компонентов ряда переходит во вполне подвижное состояние, в связи с чем изменяется минеральный и химический состав пород с сокращением числа минералов на единицу во внутренней зоне метасоматической колонки. Следует, однако, иметь в виду, возможность появления в зонах дополнительного минерала, сложенного вполне подвижными компонентами и выполняющими избыточный объем. Применительно к магнезиальным скарнам магматической стадии термодинамический анализ поведения компонентов выполнен В.А. Жариковым [16], который пришел к выводу, что при переходе от самой внешней зоны кальцифиров (с парагенезисом доломит + форстерит + шпинель) к шпинель-форстеритовой во вполне подвижное состояние переходит MgO , на внешней границе зоны шпинель-пироксенового скарна к нему присоединяется SiO_2 . Тогда согласно правилу фаз Коржинского, один минерал зоны (шпинель) определяется содержанием в ней инертного компонента Al_2O_3 , а пироксен выполняет объем. Смена форстерита пироксеном обусловлена высокой активностью кремнезема в растворах, отличающихся от обычно насыщенных кремнеземом магм. Однако природа пироксен-плаггиоклазовой зоны осталась необъяснимой. В рамках обсуждаемой модели следовало бы считать, что в ней все компоненты вполне подвижны. Но тогда зона была бы сложена одним минералом или его место заняла магма, что не соответствует действительности. Поэтому мы полагаем, что и в пироксен-плаггиоклазовой зоне один компонент оказывается инертным и им может быть только Al_2O_3 . Причина же образования двух зон с одним и тем же инертным компонентом при подвижности других обусловлена скачкообразным изменением на границе зон активности одного из вполне подвижных компонентов, вызвавшего смену глиноземсодержащего минерала — шпинели на плаггиоклаз. При этом изменяется и состав пироксена, который становится менее глиноземистым. Представляется, что кристаллизация плаггиоклаза стимулирована ростом активности вполне подвижного натрия, связанным с вступлением магматических флюидов в основную среду боковых пород и реакционным повышением коэффициентов активности всех сильных оснований флюидов. Кристаллизация плаггиоклаза вызывает связывание натрия флюидов, которые на выходе из зоны обладали пониженной концентрацией этого компонента, что способствует кристаллизации шпинели в последующих зонах. Таким образом, пироксен-плаггиоклазовая зона метасоматической колонки выполняет роль полупроницаемой мембраны, избирательно осаждающей натрий из потока трансмагматических флюидов.

Не все, однако, склонны интерпретировать зональность магнезиальных скарнов с точки зрения последовательного перехода компонентов во вполне подвижное состояние. Например, Л.Н. Шабьинин, Н.Н. Перцев и др. [119] считают, что Mg , Al и Si инертны во всех зонах колонки, с чем связано закономерное изменение их концентрации вдоль скарновой колонки.

Дискретное изменение составов зон не было объяснено. Мы полагаем, что без скачкообразного изменения активности кремнезема на границе форстеритовой и пироксеновой зон и, видимо, натрия на внешней границе пироксен-плагиоклазовой зоны дискретность изменения составов зон объяснить нельзя. Двойственность в трактовке явления требует дополнительных исследований.

Использование принципа пересечения коннод с линией, связывающей составы исходных взаимодействующих боковых пород и магм в минерально-парагенетических треугольниках с координатами из инертных компонентов, позволяет предсказывать зональную структуру метасоматитов магматической стадии, замещающих малокомпонентные породы. Например, анализируя парагенетический треугольник магнезиальных скарнов (см. рис. 16), можно убедиться, что шпинель-форстеритовая зона должна формироваться в случае плагиоперидотитового состава активной магмы. Это вытекает из наличия разрыва в составе (хотя и небольшого) между шпинель-форстеритовой и форстерит-плагиоклазовой коннодами. Последняя ограничивает наименее кремнекислые составы плагиоперидотитовых магм, которые могут иметь существенно форстеритовый состав, типа плагиодунитов Йоко-Довыренского массива. Вопрос о присутствии в контактах с ними шпинель-форстеритовых скарнов рассматривался выше.

Особенности магнезиальных скарнов магматической стадии в контактах нефелин-сиенитовых магм состоят, во-первых, в устойчивом присутствии кальцита в шпинель-форстеритовой и шпинель-пироксеновой зонах в количестве 50 и 30 об.% соответственно, во-вторых, в замене пироксен-плагиоклазовой зоны околоскарновых пород на нефелин-пироксеновую, по сходству с магматическими породами называемую ийолитом. Последовательность и количество зон скарнов между исходными доломитовыми мраморами и нефелиновыми сиенитами те же, что и в скарновых телах гранитоидной формации. Они легко устанавливаются по принципу пересечения коннод треугольника в инертных MgO , Al_2O_3 , SiO_2 линией, соединяющей составы реагирующих сред. Парагенетический анализ поведения указанных инертных компонентов в этом типе скарнов не отличается от выполненного выше для гранитной формации за исключением замены плагиоклаза нефелином в силу повышенной активности Na в нефелин-сиенитовых магмах. Иногда активность натрия оказывается настолько значительной, что нефелин вместо шпинели присутствует в составе пироксеновой и даже форстеритовой зонах [43].

Сложнее вопрос с устойчивостью в скарнах кальцита. С одной стороны, его, казалось бы, можно считать избыточным минералом, сложным вполне подвижными CaO и CO_2 , который выполняет объем, неполностью использованный минералами скарнов. Но содержания кальцита слишком значительны, и он проникает во внутренние зоны скарнов. В этом проявляется некоторая общность с метасоматитами, образующимися при фенизации известковых мраморов в экзоконтактах нефелинсиенитовых и ийолитовых магм. Реликты кальцита нередко сохраняются внутри магматических пород в контакте с их минералами. Такого не бывает в контактах габбро и тем более гранитов. Из проведенного сопоставления можно сделать вывод о том, что широкая стабильность кальцита обусловлена

фациальными особенностями проявления ультращелочного магматизма. Вероятнее всего, это связано с существенно углекислотным составом сопровождающих их флюидов, что выражается в обычной ассоциации ультращелочных магм с карбонатитовыми расплавами. Высокое парциальное давление углекислоты во флюидах ультращелочных магм, видимо, обуславливает высокую концентрацию в растворах СаО и глубокую стабильность кальцита в связанных с этими магмами магниезильных скарнах. По нашему мнению, это означает инертное поведение СаО в скарновом процессе щелочномагматической формации. Инертность СаО сохраняется до зоны нефелин-пироксеновых пород, где кальцит неустойчив. Однако Н.Н. Перцев (в личной беседе, 1987 г.) интерпретирует факт устойчивости кальцита в нескольких скарновых зонах как свидетельство вполне подвижного поведения СаО. Действительно, активность СаО в присутствии кальцита одинакова в нескольких зонах метасоматической колонки. Выравнивание активности на всех ступенях процесса характерно для вполне подвижных компонентов (по определению Д.С. Коржинского). В этом смысле поведение компонентов минерала, используемого в качестве буфера, аналогично роли вполне подвижных компонентов, активность которых задается флюидами внешнего источника. Но буферный минерал может быть сложен и инертными компонентами¹. Таким образом, возможно конвергентное поведение термодинамически различных компонентов.

Вывод об инертном поведении СаО в метасоматитах ультращелочной магматической формации позволяет понять закономерное образование метасоматических пироксенитов на контакте нефелинситовых магм с известковыми мраморами. Их описывали Р.М. Яшина, В.А. Кононова, Е.Д. Андреева во многих массивах [73, с. 140–162]. Выше было рассмотрено несколько таких примеров. Показано, что образующиеся при этом породы существенно пироксенового состава не могут быть названы скарнами из-за отличного от скарнового состава пироксена (значительная эгириновая составляющая, высокая, более 50 ат.%, железистость, низкая глиноземистость).

¹ На границе двух метасоматических зон происходит уменьшение количества степеней свободы, что может вызываться как переходом инертного компонента во вполне подвижное состояние, так и сочетанием химических активностей инертных компонентов, когда один из них не может изменяться независимо от других. Это проявляется на границе зон дополнительный минерал. В диффузионной метасоматической колонке такой механизм, по-видимому, преобладает. Сомнительной представляется возможность образования вполне подвижного минерала, присутствующего в ряде зон одной метасоматической колонки, составленного из инертного и вполне подвижного компонентов, как в случае с кальцитом. Вполне подвижный компонент CO_2 имеет одинаковую фугитивность по всей колонке. Следовательно, одинаковую активность в разных зонах имеет и СаО, так как произведение активности СаО на фугитивность CO_2 при постоянных T и P – константа. Постоянство $a_{\text{СаО}}$ противоречит инертному поведению известки, поскольку метасоматическая колонка образуется лишь в градиентной зоне реагирующих инертных компонентов. В других конкретных случаях сочетания инертных компонентов, составляющих избыточный минерал, по-видимому, могут при некоторых ограничениях определить присутствие минерала в нескольких зонах колонки. Возможно и существование в разных зонах избыточного минерала, составленного индифферентным инертным компонентом, не участвующим в реакциях минералообразования. – *Прим. отв. редактора.*

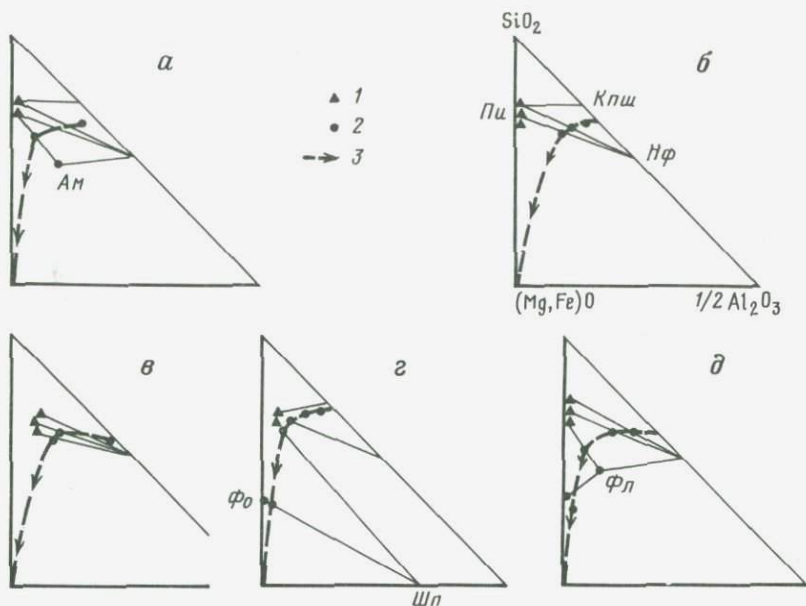


Рис. 11. Парагенетические диаграммы продуктов фенитизации известковых мраморов массивов: Чахыртойского (а), Харлинского (б), Дахунурского (в); доломитов Котунского массива (г) и оливинитов Ковдорского массива (д) по [44, см. табл. 24, 25]

1 — пироксены; 2 — породы разных зон колонки; 3 — направление движения алюмосиликатного материала, линия эволюции метасоматической зональности

Примечателен сам факт образования зоны пироксенитов на контакте известковых мраморов с ультращелочными магмами. В контактах других магм такие пироксениты не образуются. Причина заключается, видимо, в том, что флюиды ультращелочных магм характеризуются углекислотным составом и в силу этого богаты СаО, что, возможно, препятствует растворению и выносу кальцита из мраморов, который вступает в реакцию с компонентами флюида.

С приближением к магматическому контакту пироксеновая зона сменяется пироксен-нефелиновой, контактирующей с нефелиновыми сиенитами. На рис. 11 изображены диаграммы таким переходов. Они демонстрируют незначительный вынос глинозема в пироксениты или вообще отсутствие такового. Поскольку состав флюидов, выходящих из магм постояен, то, видимо, при метасоматозе известковых мраморов в отличие от скарнов не создавались условия для осаждения глинозема. Возможно, это связано с более основными свойствами доломитовых мраморов по сравнению с известковыми, что неоднократно подчеркивалось в работах Д.С. Коржинского, В.А. Жарикова, Н.Н. Перцева. В связи с этим интересно вспомнить, что Д.С. Коржинский [48] объяснял осаждение глинозема во внешних зонах магнезиальных скарнов реакционным повышением активности амфотерного окисла Al_2O_3 при вступлении магматических растворов в

основную среду магнезиальных пород. Видимо, известковые мраморы не вызывают такого изменения активности глинозема.

В контактах с нефелиновыми сиенитами между зоной пироксенита или кальцитсодержащего пироксенита располагается зона нефелин-пироксеновой породы — ийолита, мельтейгита (рис. 11, а). Обычно ее образование связано с более эгриновым составом пироксена сиенита сравнительно с пироксеном в силу более высокой активности в магме натрия и кремнезема. В этом случае ийолит образуется согласно часто проявляющейся в природе реакции:



Такого рода взаимодействия распространены в природе широко и объясняют обычное образование зон нефелин-пироксеновых пород между метаморфическими и магматическими пироксенитами, шпинель-пироксеновыми скарнами и нефелинсиенитовыми магмами. Таковы, скажем, ийолиты, образующиеся по пироксенитам среди рихорритового поля Хибин или ийолиты на границе фассаитовой зоны скарнов и нефелиновых сиенитов Катунского массива [40]. Метасоматическая природа реакционной нефелин-пироксеновой породы этого массива обосновывалась выше.

Таким образом, метасоматоз магматической стадии малокомпонентных пород под действием трансмагматических флюидов активных магм происходит путем формирования отчетливо зональных тел метасоматитов. Для них характерны резкие границы и дискретный состав зон. Количество и последовательность зон определяется пересечением двуминеральных коннод на диаграммах в координатах инертных компонентов с линией, соединяющей точки исходных реагирующих сред: вмещающих пород и активных магм. Закономерное сближение состава и парагенезисов метасоматитов с таковыми магматических пород доказывает, что метасоматоз магматической стадии является способом приведения боковых пород в термодинамическое равновесие с контактирующими магмами.

МЕТАСОМАТОЗ МНОГОКОМПОНЕНТНЫХ ПОРОД

В большинстве случаев метасоматозу магматической стадии подвергаются породы с высокими содержаниями нескольких инертных компонентов, т.е. близкие к составу активных магм. К таким породам относятся терригенно-осадочные, слагающие большую часть разреза верхов земной коры, а также разнообразные изверженные горные породы (эффузивные и интрузивные). Рассмотренный метасоматоз малокомпонентных пород охватывает лишь незначительную долю всех взаимодействий магм с боковыми породами, а большая их часть приходится на многокомпонентные породы.

Метасоматические процессы в многокомпонентных породах оказались изученными хуже таковых в малокомпонентных средах. Примером является слабая изученность метасоматоза, сопровождавшего гранитизацию. Лишь в последнее время началось их активное исследование в нашей стране (З.И. Петрова, В.И. Левицкий, 1984 г., С.Н. Гаврикова, 1985 г., В.А. Жариков, С.Н. Гаврикова [17], Е.Б. Курдюков, 1987 г.) и за рубежом. Необходимо выделить статью В.А. Жарикова, С.Н. Гавриковой [17], которые убедительно доказали, что гранитизация представляет собой процесс обра-

зования гранитных расплавов на месте разнообразных метаморфических пород в результате предваряющего метасоматического их изменения и обоснованно отвергли палингенную гипотезу. Авторы указали на четкую зональность метасоматитов гранитизации с уменьшением числа минералов в зонах до одного-двух (плагноклаза, калишпата или их совокупности) в направлении магматического контакта. Физико-химический анализ процесса в статье не изложен. Неудовлетворительно изучено метасоматическое воздействие магм основного и ультраосновного состава на многокомпонентные боковые породы. Отчасти это связано с высокотемпературным характером названных магм, нередко вызывающих палингенное (без изменения состава) расплавление боковых пород. Например, в Талнахском рудном узле в контактах тел сульфидоносных оливинсодержащих габбро-долеритов кварцсодержащие терригенные породы девона и пермо-триаса плавятся без изменения состава, превращаясь в биотит-амфиболовые гранофиры [24], нередко составляющие до половины мощности интрузивов.

На сегодняшний день лучше всего метасоматическое воздействие на поликомпонентные породы магм (посредством выделившихся из них трансмагматических флюидов) изучено в контактах массивов, образованных недосыщенными кремнеземом, ультращелочными расплавами. Эти проявления описываются как фенитизация габброидов, гранитов, гранито-гнейсов и т.п. пород.

Рассмотрим сначала фенитизацию габброидов, детально описанную Р.М. Яшиной [127] в Коргеретабинском массиве. Подобные явления описывались В.И. Коваленко и др. [40] в массивах нефелиновых сиенитов Северо-Восточной Тувы, известны они также в Кузнецком Алатау и в других регионах. Геолого-петрографические характеристики алогаббровых фенитов Коргеретабинского массива приводились в предыдущем разделе. Напомним, что фенитизацией были охвачены толщи габбро мощностью в несколько сот метров и останцы—ксенолиты размером до 200 м. Фенитовый ореол имеет зональное строение (от габбро к нефелиновым сиенитам): 0 — биотит-оливин-пироксеновые габбро; 1 — лейкократизированное габбро; 2 — олигоклаз-фениты; 3 — ортоклазовые эссексит-фениты; 4 — нефелиносодержащие эссексит-фениты; 5 — пуласкиты с аллотриоморфно-зернистой структурой; 6 — пуласкиты с призматическим калишпатом; 00 — амфиболовые нефелиновые сиениты. Автор описания, Р.М. Яшина, относит все пуласкиты к эндоконтактовым фациям массива, образовавшимся путем магматического замещения. Однако, как обосновывалось выше, выделенные нами предположительно метасоматические пуласкиты обладают немагматическими структурами. Пуласкиты с призматическим калишпатом, видимо, образовались из расплавов магматического замещения.

Рассмотрим химические изменения, которые претерпевают габбро в процессе их фенитизации (рис. 12). На рисунке хорошо видно, что по мере прогрессирования метасоматоза, с переходом от первичных габбро к воздействующим на них амфиболовым нефелиновым сиенитам происходит сближение составов метасоматических пород с сиенитами. Это выражается в выносе из замещаемых габбро магния, железа, кальция и привносе в них щелочей и в незначительном количестве алюминия и кремния. На-

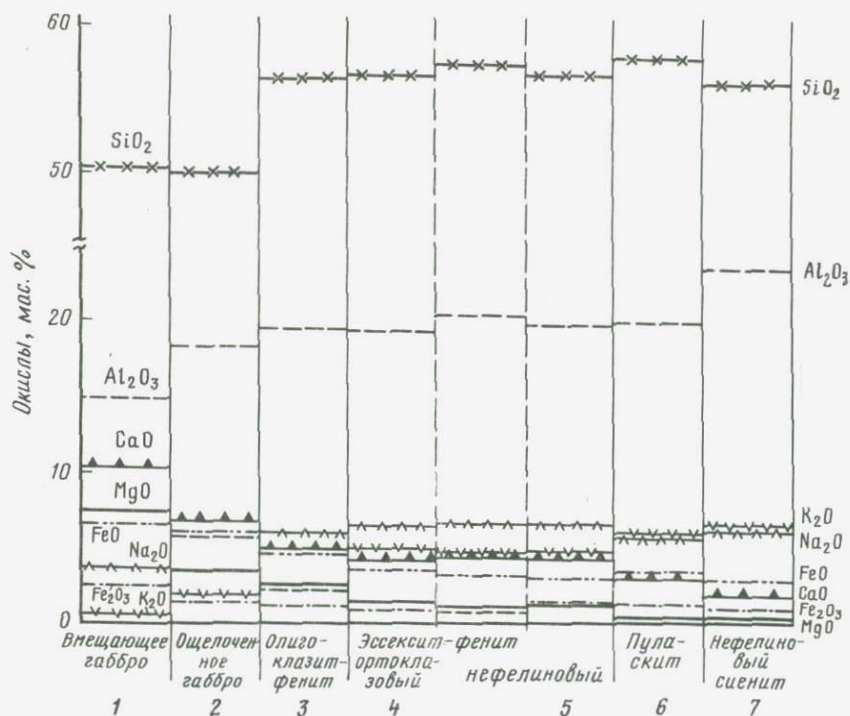


Рис. 12. Диаграмма изменения содержания породообразующих окислов по зонам алогабброидных фенитов и материнских для них нефелиновых сиенитов Коргереевского массива по [127, см. табл. 5]

несенный на диаграмму титан увеличивается в 4–5 раз в подщелоченном габбро (около 1 мас.%) и остается на этом уровне во всех последующих зонах метасоматитов, снижаясь в половину в нефелиновых сиенитах. Примерно так же ведет себя натрий, тогда как содержание калия нарастает постепенно. В самых внутренних зонах (5 и 6) направленный ход изменения содержаний окислов железа нарушается и их количество несколько возрастает.

На рис. 13 отражены изменения минеральных парагенезисов габбро при их фенитизации. Петрографо-минералогические характеристики фенитов приводились в предыдущем разделе. Примечательной особенностью процесса является полиминеральный состав пород метасоматической колонки при непрерывных минералогических превращениях и реакциях. На рис. 13, 1 последовательно пронумерованные точки показывают изменение состава пород в процессе фенитизации от исходного габбро (точка 1) до трахитоидных нефелиновых сиенитов (точка 7), представляющих главную фацию массива. Хорошо видно также приближение состава метасоматитов к составу магмы в направлении магматического контакта. В целом химизм процесса выражается в привносе в породы глинозема и кремнезема в соотношении, примерно отвечающем составу калишпата, и выносе из зоны реакции магния, железа (а также не отображенного на диаграммах

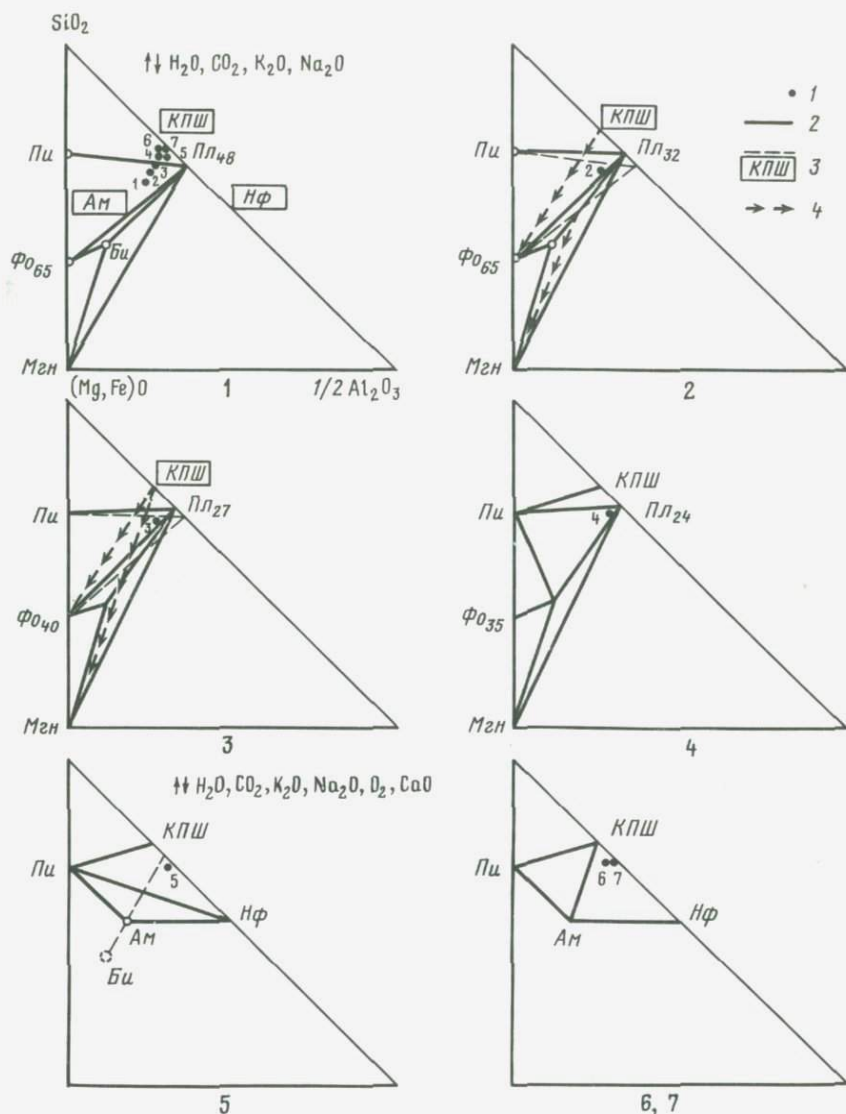


Рис. 13. Диаграммы состав-парагенезис для зон апогабброидных фенитов и материнских для них нефелиновых сиенитов Коргереевского массива по петрографическим данным Р.М. Яшиной [127]

Химические составы: 1 - пород; 1 - исходные габбро, 2 - лейкокраатизированные габбро, 3 - олигоклазит-фениты, 4 - ортоклазовые эссексит-фениты, 5 - нефелиновые эссексит-фениты; 6, 7 - магматические породы; пуласкиты (6) и трахитоидные нефелиновые сиениты (7); 2, 3 - парагенных минералов: 2 - стабильных, 3 - нестабильных; 4 - направление привноса вещества флюидами

кальция) без признаков их накопления в магматических породах. Изменения эти, однако, не очень значительные. Между тем в породах происходят активные реакционные взаимодействия минералов. От начальной лейкократизации габбро до зоны ортоклазовых эссексит-фенитов (включая ее) в породах происходит увеличение количества плагиоклаза при одновременном его поокислении. Плагиоклаз корродирует темноцветные минералы. Одновременно оливин, пироксен и магнетит окаймляются биотитом. На диаграммах рис. 13, 2, 3 пересечением коннод, исходящих из точки плагиоклаза, ясно выражается причина минеральных реакций: при поокислении плагиоклаза парагенезисы пироксена и оливина с более основным полевым шпатом предыдущей зоны оказываются неустойчивы и замещаются химически равноценным (по инертным компонентам) парагенезисом с более натриевым плагиоклазом рассматриваемой зоны. При этом часть зерен пироксена и форстерита (измененного состава) оказывается в равновесии с более щелочным плагиоклазом. Привнос, как отмечалось, калишпатового компонента и вынос мафических ведет также к замещению оливина пироксеном (+ плагиоклаз), а магнетита — биотитом (+ плагиоклаз). При этом породы новой зоны содержат столько же минеральных фаз, как и предыдущая зона. Содержание калия и натрия в породах растет, но калий фиксируется в меньшей степени, чем натрий, так как калишпат становится устойчивым только в следующей зоне ортоклазовых эссексит-фенитов. Он появляется и в предыдущих зонах, но лишь в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе, изолированных от темноцветных минералов. Однако и в зоне ортоклазовых эссексит-фенитов (см. рис. 13, 4) еще не происходит радикальной перестройки минерального парагенезиса.

Существенные изменения проявлены на границе следующей зоны нефелиновых эссексит-фенитов. Плагиоклаз состава An_{24} оказывается неустойчивым и распадается на ассоциацию калишпат+нефелин. Одновременно в зоне появляется новый темноцветный минерал — амфибол, который окаймляет пироксен, биотит, магнетит, изолируя их от плагиоклаза. Интересно, что новообразование амфибола происходит тогда, когда точка его состава на диаграмме (см. рис. 13, 5) попадает на линию, соединяющую биотит с кислым плагиоклазом состава около An_{15} . Число совместно устойчивых минералов в зоне нефелиновых эссексит-фенитов сокращается до трех, хотя в них могут содержаться реликты темноцветных минералов предыдущих зон. Парагенезис самой внутренней метасоматической породы (пуласкита с аллотриоморфной структурой) образован теми же тремя минералами, что и в магматических породах главной фации массива. Это сходство подчеркивает изофаціальность тех и других, что доказывает формирование метасоматитов под воздействием жидкой магмы.

Сходным образом в контактах с ультращелочными магмами фенитизируются другие многокомпонентные породы — кварцсодержащие гнейсы. Эти процессы широко проявлены в экзоконтактах Хибинского плутона, внешнее кольцо которого образовано крупнокристаллическими нефелиновыми сиенитами хибинитового комплекса. Они детально исследованы Р.П. Тихоненковой [113]. Вмещающие массив гнейсы отличаются большим литолого-петрографическим разнообразием, разной степенью мигма-

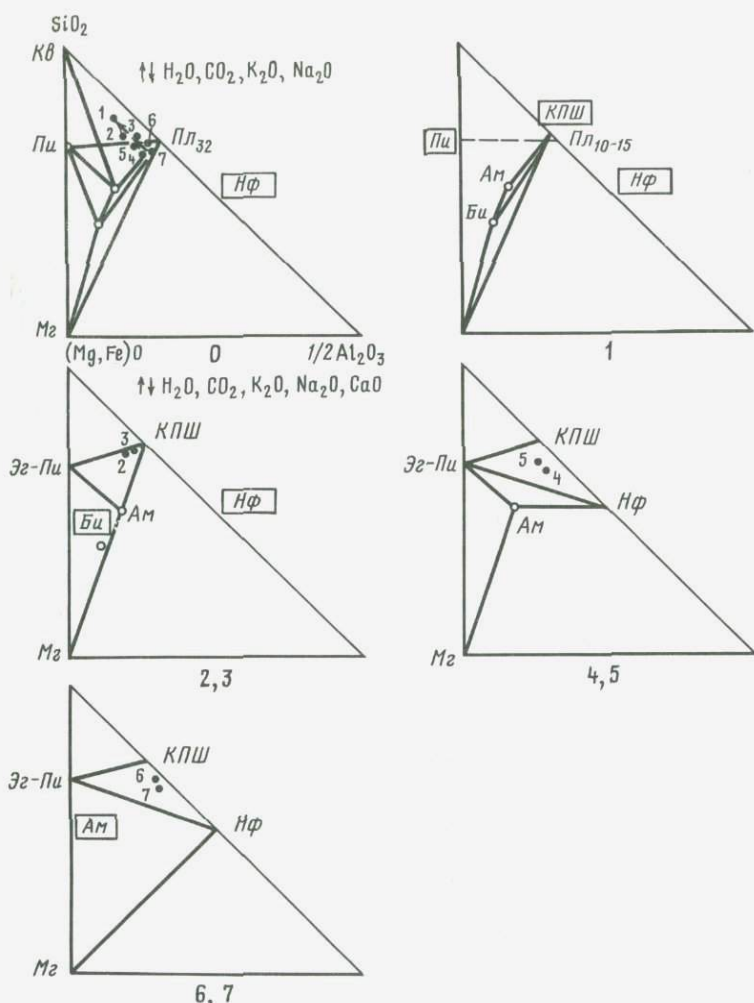


Рис. 14. Диаграммы состав-парагенезис фенитизации плагиогнейсов в экзоконтактах Хибинского массива (составлены автором по петрографическим данным Р.П. Тихоненковой [113])

0 — плагиогнейсы; 1 — олигоклазовый фенит, 2, 3 — калишпатовые фениты, 4, 5 — нефелин-калишпатовые фениты, 6, 7 — хибиниты эндоконтактовой и главной фации соответственно; стрелками показано направление разрастания метасоматических зон

тизации. Преобладают плагиогнейсы, фенитизацию которых рассмотрим подробнее на основе материалов, полученных Р.П. Тихоненковой в результате многолетних исследований.

При полевых наблюдениях в фенитовом ореоле различаются две части. Во внешней, наиболее обширной зоне сохраняется текстурно-структурный облик исходной гнейсово-сланцевой толщи: слоистость, гнейсовые текстуры, параллельная ориентировка темноцветных минералов. Во внутренней зоне, непосредственно примыкающей к интрузиву, породы более одно-

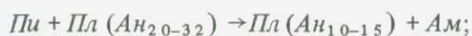
родны и по внешнему облику сближаются с магматическими. Эти фениты отчетливо инъецируются грубозернистыми массивными хибинитами, содержатся в них в виде ксенолитов и реликтов неправильной формы, что доказывает их принадлежность к метасоматитам магматической стадии, которые, как известно, образуются под воздействием трансмагматических флюидов близлежащего магматического тела. Случаи развития фенитов этого типа по хибинитам неизвестны.

В ореоле фенитов выделяются четыре зоны: 1) незначительно измененных гнейсов, 2) олигоклазовых фенитов, 3) калишпатовых фенитов, 4) нефелин-калишпатовых фенитов. Можно выделить еще одну зону эндоконтактных фаций хибинитов. Парагенетические минеральные ассоциации выделенных зон фенитов изображены на рис. 14.

На рис. 14, 0 изображены ассоциации, пересекающиеся конноды которых свидетельствуют о полиминеральном составе первичных гнейсов и инертном поведении нелетучих компонентов при их образовании. Стрелкой и точками показана направленность химических изменений гнейсов под воздействием флюидов нефелин-сиенитовой магмы. Поскольку изменения вызваны привнесением в гнейсы компонентов из магмы, стрелка направлена от магматических пород к исходным породам. Отчетливо видно, что существо процесса выражается в приближении состава метасоматитов к материнской магматической породе, т.е. к составу магмы.

Как и при фенитизации габброидов, рассмотренной выше, начальные ступени изменений гнейсов имеют вид метаморфических реакций. Вначале минералы гнейсов гранулируются, кварц приобретает облачное угасание, происходит перекристаллизация плагиоклаза с исчезновением двойникового строения. Он становится более чистым, и его основность понижается от An_{30-35} в исходных гнейсах до An_{20-22} . Вокруг первичных кварца, амфибола, пироксена и биотита появляются мелкие чешуйки темной слюды. Новообразованные сгустки мелких кристаллов роговой обманки группируются около кварца.

На дальнейших ступенях процесса появляются более крупнозернистые, кучные скопления темноцветных минералов. Густота окраски амфибола и пироксена увеличивается, указывая на их подщелоченный состав. Плагиоклаз становится еще более натриевым (An_{10-15}) и содержит многочисленные реликтовые включения темноцветных минералов, указывающие на их замещение плагиоклазом. Этот тип пород назван Р.П. Тихоненковой олигоклазовым фенитом. Для микроструктурного рисунка породы характерны тесные взаимные прорастания минералов, симплектитовые структуры. Но текстурный облик пород, их полосчатость и гнейсовидность сохраняется от гнейсов. Парагенетические ассоциации олигоклазовых фенитов изображены на рис. 14, 1. Положение коннод по сравнению с исходными гнейсами меняется за счет покисления плагиоклаза. Гнейсовые парагенезисы темноцветных минералов заменяются на их ассоциации с более щелочным плагиоклазом, в силу чего в породе произошла серия реакций замещения и смещенного равновесия:



Эти многочисленные реакции как раз и приводят к усложнению микроструктурного рисунка пород.

На границе со следующей зоной калишпатовых фенитов происходит сплошное (вдоль гнейсоватости) замещение фенитов предыдущей зоны. При этом плагиоклаз с краев и по спайности замещается несдвоенным калишпатом, образующим крупные антипертитовые кристаллы изометричной формы с неровными границами. Характерно неравномерное, блочное угасание кристаллов калишпата из-за образования их за счет сразу нескольких разнориентированных зерен плагиоклаза. В породах зоны вновь появляется пироксен, уже обогащенный эгириновой молекулой. Биотит оказался в них неустойчив и заместился преимущественно высокощелочным амфиболом (катафоритом), а также пироксеном и титаномagnetитом. Как видно, число минеральных фаз породы сокращается, свидетельствуя о переходе ряда компонентов во вполне подвижное состояние, что отражено в удлинении ряда подвижных компонентов, показанном над диаграммой справа. Нефелин в обсуждаемых разновидностях метасоматизируемых пород еще неустойчив. Но он может присутствовать в более меланократовых разновидностях пород зоны. Этот факт указывает на инфильтрационный характер процесса, так как более раннее появление нефелина в породах повышенной основности связано с реакционным повышением химической активности натрия, возможным только в потоках флюидов. Калишпат обсуждаемой зоны содержит около 40 мол. % альбита.

Следующая зона сложена нефелин-калишпатовыми фенитами (см. рис. 14, 4, 5). Породы зоны имеют полосчатый облик из-за перемежаемости массивных и порфириновых разностей. Порфиновый облик породам придают крупные выделения нефелина, который, как видно из сравнения парагенетических диаграмм калишпатовых и нефелин-калишпатовых фенитов, образуется в результате реакции $Am + Kfs \rightarrow Ek-Pli + Hf$. При этом количество амфибола в породе значительно уменьшается за счет замещения его пироксеном и нефелином. Пироксен породы содержит около 30 мол. % эгирина, 35 мол. % геденбергита и 40 мол. % диопсида.

Показательно изменение формы кристаллов и строения зерен калишпата фенитов зоны. Наряду с крупными изометричными кристаллами, унаследованными от предыдущей зоны, появляются зерна призматической формы с простыми, карлсбадскими двойниками. Многолетний опыт убедил исследователей Хибинского массива в том, что такие кристаллы калишпата присущи магматическим породам. Следовательно, в породах начинается плавление, чем, видимо, вызвано их полосчатое строение. Вероятно, в участках плавления начинается локальное перемещение материала, возникает струйчатость. Обращает на себя внимание присутствие части нефелина в форме крупных порфириновых кристаллов, тогда как калишпат вместе с мелкими изометричными зернами нефелина вовлекался в плавление. Это свидетельствует об агпаитовом типе новообразованных расплавов, которые характеризуются высокой химической активностью натрия и относительно пониженной активностью калия. В таких расплавах нефелин кристаллизуется раньше других минералов и поэтому должен вовлекаться в плавление последним. Порфиновые выделения нефелина образуют надэвтектическую фазу в участках частичного плавления. Для сравнения напомним, что при частичном плавлении рихорритов, формирующихся при очень высокой хи-

мической активности калия, надэвтектической фазой оказываются неясно призматические кристаллы калишпата. Более высокая активность натрия по сравнению с калием в алогнейсовых фенитах отражается в повышенной натриевости калишпата. Альбит присутствует в фенитах и в виде самостоятельных кристаллов, вероятно выделившихся из калишпатов при охлаждении пород. Калишпат ризчорритовых зон почти не содержит натрия.

При переходе к эндоконтактовым хибинитам породы нефелин-калишпатовой зоны фенитов становятся более однородными и крупнозернистыми. Кристаллы всех минералов становятся более идиоморфными, в породах формируются гилидиоморфнозернистые микроструктуры. Однако они по-прежнему сохраняют грубополосчатое строение.

Текстурная неоднородность проявляется и в эндоконтактовых фациях хибинитов, выражаясь в такситовом строении пород, грубой полосчатости и трахитоидности. Мелкозернистые участки в них слагают изолированные обособления неправильных очертаний, небольшие пятна. По составу и строению мелкозернистые участки похожи на алогнейсовые фениты и, вероятно, являются нерасплавленными реликтами. Таким образом, имеются отчетливые признаки проявления магматического замещения хибинитовыми расплавами фенитов, что доказывает принадлежность последних к метасоматитам магматической стадии. Парагенезисы хибинитов изображены на рис. 14, 6, 7.

Изложенный материал показывает, что метасоматоз магматической стадии многокомпонентных пород протекает сложнее и скрытнее, чем метасоматоз малокомпонентных пород. Последние изменяются с образованием отчетливо зональных метасоматических колонок с резкими границами зон. Вероятно, это связано с ограниченным числом компонентов, имеющих высокие концентрации в замещаемых породах. Поэтому число инертных компонентов в таких метасоматических колонках невелико и они в четкой последовательности переходят во вполне подвижное состояние по оси флюидопотока, что и является причиной возникновения зональности.

В многокомпонентных породах значительное число компонентов характеризуются высокими содержаниями, что затрудняет их переход во вполне подвижное состояние в потоке флюидов, так как для этого требуется вынос значительного количества компонента из замещаемой породы. Поэтому на большом протяжении метасоматической колонки многие компоненты ведут себя термодинамически инертно, что определяет полиминеральность зон колонок. При изменении состава минералов в таких полиминеральных ассоциациях, исчезновении одной из фаз на границах зон колонки, происходит постепенная или радикальная перестройка парагенезисов с участием всех минеральных фаз, как в метаморфических процессах. Это сходство особенно заметно во внешних зонах метасоматической колонки, где изменения несут характер неизохимического метаморфизма. С этим связано сохранение текстурных особенностей исходных пород во внешних зонах изменений. Вовлечение в реакции всех минералов пород вызывает существенную перестройку микроструктур.

Во внутренних зонах метасоматической колонки остается ограниченное число инертных компонентов и соответственно минеральных фаз. Породы приобретают черты типичных маломинеральных метасоматитов. Спелифика метасоматоза магматической стадии, состоящая в плавлении тыловых зон

колонок, ограничивает возможность появления двухминеральных ассоциаций. Дело в том, что магматические эвтектики полифазны. Полифазный же состав тыловой зоны метасоматической колонки способствует ее более быстрому плавлению. Эта закономерность обсуждалась выше в связи с прослеживанием частичного плавления разнообразных фенитов.

Есть все основания полагать, что метасоматоз магматической стадии гнейсов и сланцев в областях гранитизации относится к описанному типу метасоматоза многокомпонентных сред. Отсутствовавшее прежде понимание того, что во внешних зонах таких метасоматитов происходит смыкание явления с метаморфическими процессами, не позволило предыдущим исследователям дать полноценное описание этих пород. Первый опыт такого описания содержится в работе В.А. Жарикова, С.Н. Гавриковой [17].

Часть II

МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ И МЕТАМАГМАТИЗМ

РОЛЬ ФЛЮИДОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Важная роль легко летучих компонентов в эволюции магматических расплавов стала ясна в 30-х годах после работ Ниггли и Горансона. Была установлена достаточно высокая растворимость в магмах воды и значительное понижение температуры кристаллизации силикатных расплавов (магм) с увеличением давления ее паров. С тех пор вышло огромное количество работ, главным образом, экспериментального и физико-химического плана, в которых детально исследовались вопросы растворимости различных легко летучих соединений в разнообразных силикатных расплавах, их плавкости в широком интервале давлений — от 1 бар до 30 кбар. Систематические исследования в этой области проведены и ведутся П.Дж. Вайлли, И.Д. Рябчиковым, А.А. Кадиком, М.Б. Эпельбаумом. Полученные результаты широко используются в построении общих петрологических моделей эволюции магматизма, но в очень ограниченных масштабах (все более расширяющихся) применяются при анализе развития конкретных магматических массивов и комплексов. Трудности связаны с большим разнообразием природных летучих соединений, оказывающих на магмы противоположное влияние, и отсутствием надежных методов установления ведущих летучих компонентов в конкретном объекте. Эти вопросы наиболее актуальны в настоящее время. Таким образом, современное состояние проблемы влияния летучих на эволюцию природных магматических систем характеризуется недостаточной геологической конкретностью. В литературе описаны единичные примеры проявлений магматизма, в которых бы однозначно демонстрировалась ведущая роль летучих. К ним могут быть отнесены, скажем, низкоплавкие онгонитовые магмы, формирующиеся, как установлено В.И. Коваленко [38], при особенно активной роли фтора, проявления метасоматоза магматической стадии и магматического замещения боковых пород под действием потоков трансмагматических флюидов, характеризовавшиеся выше, эволюционирование габброидных рудно-продуктивных интрузивов Норильского района в потоках, проходящих через магму серосодержащих флюидов, что установлено В.А. Коваленкером и др. [37] по фракционированию изотопов серы в ликвационных каплях сульфидных расплавов. Ограниченность таких примеров затрудняет понимание большой роли флюидов в эволюции природных магм.

Кроме перечисленных, достоверных примеров проявлений магматизма при активной роли флюидов, известен ряд других магматических явлений, некоторые закономерные черты которых невозможно объяснить без привлечения представлений об участии в их формировании флюидопотоков из внешнего, глубинного источника. Последний определяет устойчивые во времени щелочнометалльные характеристики флюидов и прорабатываемых ими

сложных многофазных магматических комплексов в одном районе и их закономерные пространственные вариации в крупных регионах. На примере нескольких крупных регионов Б.Ф. Налетов [116, с. 192–211] показал устойчивый характер соотношения калиевой и натриевой щелочности гранитов и базальтоидов единых комплексов, что при различном исходном субстрате двух разных по кремнекислотности типов магм может обеспечиваться переработкой их флюидами одинаковой щелочнометальности. П.В. Коваль [116, с. 212–228] на примере Монголии установил трансконтинентальную тенденцию возрастания щелочности и кремнекислотности интрузивных пород от края континентального блока в глубь Азиатского континента. Гранитообразование в фундаменте в зависимости от его состава должно было сопровождаться привнесом щелочей и, возможно, кремнезема подкоровыми, трансмагматическими флюидами. Латеральное изменение щелочности интрузивных ассоциаций, по мнению автора, имеет глубинную природу, обусловленную степенью дифференцированности мантийного вещества, глубиной источника трансмагматических флюидов или латеральной неоднородностью мантии.

Рассмотрим еще два магматических явления, одно ограниченного, другое общего значения, которые, как представляется, трудно объяснить без учета флюидов. Первое — генезис так называемых орбикулярных гранитов, расшифровка природы которых десятилетиями занимает петрологов. Эти экзотические интрузивные образования привлекают внимание своей необычной текстурой, выражающей наличием в базисе обычных гранитов крупных (3–8 см в диаметре) шарообразных обособлений, сложенных на первый взгляд теми же магматическими минералами. Иногда эти шарообразные обособления как бы сплющены и имеют в сечении форму эллипса. Количество таких шаров часто бывает велико, и они слагают почти весь объем породы, а вмещающая их гранитная матрица занимает промежутки между шарами. Шары сближаются, но не сливаются. В разных гранитных массивах шары имеют разное строение. Как правило, они многослойны; в них можно выделить центр и несколько непрерывных оболочек. В некоторых магматических телах в строении оболочек активную роль играют темноцветные минералы, тогда оболочки резко различаются по их содержанию. В других массивах оболочки одноцветные и их основу образует калиево-натриевый полевошпат. О гранитах с существенно полевошпатовыми орбикулами пойдет речь ниже. Прежде чем перейти к ним, отметим еще несколько закономерных черт орбикулярных магматических пород.

Магматические тела близкого состава, а также принадлежащие к одному комплексу имеют одинаковый состав и структуру орбикул. Орбикулярные текстуры не являются исключительной принадлежностью гранитов. Они известны в гранодиоритах (корситы) и недавно обнаружены П.А. Балькиным в ультрабазитах Забайкалья. Несмотря на возможность их появления в магмах любого состава, орбикулярные породы представляют редкую экзотику.

Расшифровка природы орбикулярных текстур занимала многих петрологов. Имеется большое разнообразие гипотез их образования, вплоть до кристаллизации орбикул из гелей, которые маловероятны в силикатных расплавах. Частое присутствие в центре орбикул ксенолитов боковых пород свидетельствует, по-видимому, об их образовании вокруг центров силь-

ного охлаждения. Однако этому противоречит тот факт, что отсутствие таких структур вокруг ксенолитов в большинстве магматических массивов более распространенное явление. В последнее время обращаются к гипотезе кристаллизации жидкостей, несмешивающихся с расплавом матрицы. В пользу этой гипотезы говорит шарообразная форма орбикул, напоминающая текстуры "жидкость в жидкости", а также различный состав орбикул и вмещающей породы. В заключение заметим, что редкость в природе массивов с орбикулярными текстурами свидетельствует об уникальности условий, в которой они формируются. Вместе с тем такие условия возникают в общем при нормальном ходе эволюции магматических тел.

Рассмотрим один пример орбикулярных гранитов, с материалами по которым нас пригласила ознакомиться Е.В. Негрей летом 1987 г. Эти граниты слагают одну из поздних фаз Кентского массива Центрального Казахстана. Массив изучается Е.В. Негрей несколько лет, по нему собран большой каменно-шлифовый и аналитический материал, но публикация его задерживалась из-за затруднений в расшифровке генезиса уникальных образований. Для их преодоления Е.В. Негрей привлекла ряд петрологов, что позволило сузить число гипотез до трех: ликвационной, кристаллизации при снижении общего давления и предложенной нами быстрой кристаллизации магмы, переохлажденной из-за резкого снижения давления летучих в магматической камере.

В таблице V приведены фото двух образцов орбикулярных гранитов. Они различаются тем, что в одном образце центры орбикул сложены среднезернистыми гранитами беспорядочной структуры, а во втором — слегка корродированным ксенолитом ороговикованного сланца. Центрами орбикул могут быть и отдельные крупные кристаллы полевого шпата. Вокруг центров расположены три оболочки. Две внутренние образованы радиально ориентированными крупными вытянутыми перистыми кристаллами пертитового калишпата, которые в первой от центра зоне имеют дендритовый облик. Такой вид кристаллам придают отходящие от основного стержня прямолинейные копьевидные ответвления, ориентированные от центра орбикул к оси кристаллов под углом примерно в 45° . Между отростками расположены мелкие зерна кварца, подчиненного по объему, и биотита. Пертитовые вроски альбита в калишпате имеют струйчатые формы, характерные для структур распада калиево-натриевых полевых шпатов. Вторая от центра зона также сложена радиально расположенными удлинёнными кристаллами калишпата. Третья и четвертая зоны уже не содержат радиально-лучистых зерен калишпата. В них появляется альбит наряду с кварцем и подчиненным биотитом. Зоны как бы приближаются по составу к гранитам матрицы. Последняя образована мелко-, среднезернистым биотитовым альбит-микроклиновым гранитом. Микроклин представлен ксеноморфными изометричными зернами.

Фаза орбикулярных гранитов, по наблюдениям Е.В. Негрей, образует крутопадающее трубообразное тело, прорывающее уже холодные флюоритсодержащие биотитовые альбит-микроклиновые граниты более ранней фазы. На границе с последними магма матрицы орбикулярных гранитов закаливается с появлением в ней порфирокристов калиево-натриевого полевого шпата и кварца, которые, по мнению Е.В. Негрей, нередко образуют центры орбикул. Однако в самом эндоконтакте орбикулы отсут-

Таблица 2
Химический состав матрицы
и двух внутренних кольцевых зон орбикул Кентского массива, мас.% [83]

Оксиды	Матрица	Внутренние зоны орбикул	Оксиды	Матрица	Внутренние зоны орбикул
SiO ₂	77,00	76,72	Na ₂ O	4,73	4,73
TiO ₂	0,08	0,04	K ₂ O	5,05	4,58
Al ₂ O ₃	11,62	12,63	Li ₂ O	0,020	0,009
Fe ₂ O ₃	1,16	0,31	Rb ₂ O	0,039	0,032
FeO	0,04	0,18	Cs	0,001	0,001
MnO	0,18	0,09	H ₂ O	0,37	0,30
MgO	0,04	0,03	F	0,11	0,10
CaO	0,05	0,20	Сумма	99,68	99,66

вуют. Рвущее тело орбикулярных гранитов, по мнению Е.В. Негрей, не имеет на обнаженном участке выхода на земную поверхность. Кверху оно выполаживается, что не исключает его выхода на палеоповерхность на некотором удалении от исследованного участка. Важно еще отметить, что в отдельных местах орбикулярные граниты испытывают гранитизирующее, инфильтрационно-метасоматическое воздействие новой магматической инъекции, которая, возможно, формирует расположенные поблизости керамические пегматиты.

Важной особенностью рассматриваемых орбикулярных гранитов является сходство химических составов матрицы и концентрических зон орбикул (табл. 2), обрамляющих их центры, состав которых, как отмечалось, разнообразен.

Обратимся к анализу причин образования рассмотренных орбикулярных текстур. Остановимся сначала на фактах достаточно однозначных. Структурные особенности первой от центра зоны орбикул, сложенной перистыми дендритовыми кристаллами калиево-натриевого полевого шпата, оставляют мало сомнений в том, что кристаллы росли от центра в сторону матрицы. На это указывает их ветвление с удалением от центра орбикулы. Вторая зона, сложенная радиально ориентированными кристаллами калишпата, вероятно, продолжает эту тенденцию, хотя форма кристаллов упрощается.

Существенно информативны состав и структура полевых шпатов первой зоны орбикул. Их сложная скелетная, дендритовидная форма свидетельствует о высокой скорости кристаллизации. Это хорошо известно в металлургии и недавно выяснено в результате экспериментов по кристаллизации в разной степени переохлажденных расплавов магматических пород [133, 134, 147]. Высокая скорость кристаллизации дендритовых зерен полевого шпата первой зоны подтверждается смешанным калиево-натриевым составом. В равномернозернистой, медленнее кристаллизующейся матрице, калий и натрий сосредоточены в раздельно кристаллизующихся альбите и микроклине.

Таким образом, несомненным является то, что две внутренние зоны орбикул являются результатом ускоренной кристаллизации полевого шпата от центров разного состава. Кристаллы полевого шпата росли в среде

гранитного состава, идентичного с магмой матрицы, что видно из сравнения их химических анализов. Следовательно, нет оснований считать, что орбикулы образовались из особой жидкости, несмешивающейся с расплавом матрицы. Различия же во внешнем облике пород орбикулов и матрицы, очевидно, обусловлены микроструктурными особенностями пород.

Теперь проанализируем условия, которые могут вызвать ускоренную кристаллизацию полевых шпатов около разнообразных по составу центров кристаллизации. При этом должно быть учтено возникновение таких условий по всему объему магмы, сформировавшей тело орбикулярных гранитов, за исключением закаленных фаций. Вероятно, это может происходить в условиях метастабильного состояния магмы, при котором единичные центры с пониженным порогом кристаллизации становятся участками быстрого роста кристаллов. В обсуждаемом случае такими центрами быстрой кристаллизации были разнообразные включения: ксенолиты сланцев и гранитов более ранней фазы, глубинные ксенокристаллы, отторгнутые из зон закалки порфирокристы.

Что же могло явиться причиной, приведшей магму орбикулярных гранитов в метастабильное состояние? Е.В. Негрей и Ф.Г. Рейф предполагают [83], что оно вызвано снижением общего давления за счет подъема магмы с большой глубины, что, согласно диаграммам плавкости гранитов, должно привести к расширению поля кристаллизации калишпата и концентрационному пересыщению магмы этим минералом. Однако снижение общего давления в бесфлюидной системе приведет к снижению температуры кристаллизации магмы, которая окажется на новом уровне перегретой, что устранил предполагаемый эффект концентрационного пересыщения полевым шпатом. Кроме того, для достаточно глубокого концентрационного пересыщения расплавов необходимо значительное (несколько килобар) снижение давления, что возможно при очень удаленном расположении магматического очага от камеры локализации. Это создает определенные затруднения в пространственном совмещении ранних и поздних порций магмы.

Мы предположили, что в Кентском массиве действовал иной механизм — снижение давления летучих в камере локализации магмы орбикулярных гранитов в силу вскрытия камеры на земную поверхность, что должно привести к дегазации большого объема магмы. В результате снижения давления флюсующих летучих температура кристаллизации магмы должна повыситься. Если поступившая из глубины магма имела близкиевидусную температуру (что обычно и бывает в природе, а в данном случае доказывается наличием нерасплавленных ксенолитов гранитов ранней фазы), то магма при сбросе летучих окажется переохлажденной. Температурный эффект такого переохлаждения значителен. Например, для случая с чисто водным флюидом снижение давления летучих на 1 кбар вызовет повышение температуры кристаллизации гранита (или его переохлаждения) приблизительно на 50°С. Судя по экспериментальным данным, такая степень переохлаждения вызывает изменение формы кристаллизующегося плагиоклаза от призматической к скелетной, футлярообразной. Если же флюсующая летучая фаза магмы включала такой эффективный плавень как фтор (что вполне вероятно в Кентском массиве), то необходимое температурное переохлаждение может достигаться при меньшем

перепаде давления флюидов. Предполагаемый перепад давления при вскрытии магматической камеры на поверхность вполне реален и равен расчетному критическому избыточному давлению в вулканических системах. Активная роль летучих в магмах Кентского массива подтверждается присутствием флюорита в породах ранних интрузивных фаз, которые при этом местами имеют жеодовые текстуры, а также проявлением гранитизации на поздних этапах магматизма. Отсутствие орбикулярных текстур в зонах закалки, вероятно, связано с тем, что в момент снижения давления летучих эти фации были в значительной степени консолидированы.

Таким образом, орбикулярные граниты Кентского массива являются еще одним ярким примером существенного влияния флюидов на эволюцию магм. Орбикулярные текстуры, образованные дендритовыми кристаллами калий-натриевого полевого шпата, в магматических породах, видимо, не редкость. Подобная орбикула на затравке обломка гранитного пегматита с письменной структурой была обнаружена нами совместно с Е.В. Негрей в коллекции шлифов Левинсон-Лессинга (из фондов музея ИГЕМ АН СССР, место отбора образца не указано). П.А. Балыкин и др. [4] обнаружили орбикулярные текстуры высокоглиноземистых субпикритоидных пород в вертикально протяженных магматических телах Северного Прибайкалья, обогащенных H_2O и CO_2 . Кристаллизация орбикул в них, наверняка, происходила из переохлажденных расплавов, так как в строении орбикул участвуют удлиненные кристаллы оливина, образующие такие формы лишь в быстро охлаждающихся расплавах, например, зон спенифлекс-структур коматиитов Австралии. Г. Карстенс [132] так же объяснял образование оцеллей (округлых выделений) поликристаллических агрегатов полевого шпата кристаллизацией богатых летучими, переохлажденных лампрофировых расплавов.

Следует, однако, заметить, что пока мало оснований распространять рассмотренный механизм на магматические породы с орбикулами, образованными перемежающимися мелано- и лейкократовыми слоями, так как в их строении как будто бы не участвуют удлиненные кристаллы, указывающие на ускоренную кристаллизацию. Такие же сомнения остаются в отношении орбикулярных текстур корситов.

Самый распространенный вид эволюции магматизма — гомодромный, характеризующийся последовательным увеличением кремнекислотности от ранних к поздним фазам магматической деятельности, видимо, был бы ограничен без активного участия в этом процессе флюидов. Рассмотрим этот вопрос. Наиболее прямые сведения об общих закономерностях эволюции магматизма содержатся в современном вулканизме. Если рассматривать эволюцию магматизма отдельных вулканов и вулканических зон, то изменение состава магм от ранних к поздним этапам магматической активности бывает любым: гомодромным, антидромным, смешанным, а составы магм могут меняться постепенно, контрастно. Нередки случаи совместного излияния разных по кремнекислотности магм из одновременно действующих отдельных вулканов одной активной зоны. Однако в единичный цикл активности отдельного вулкана состав магмы обычно эволюционирует антидромно или остается постоянным.

Динамическая активность вулкана в течении цикла также изменяется

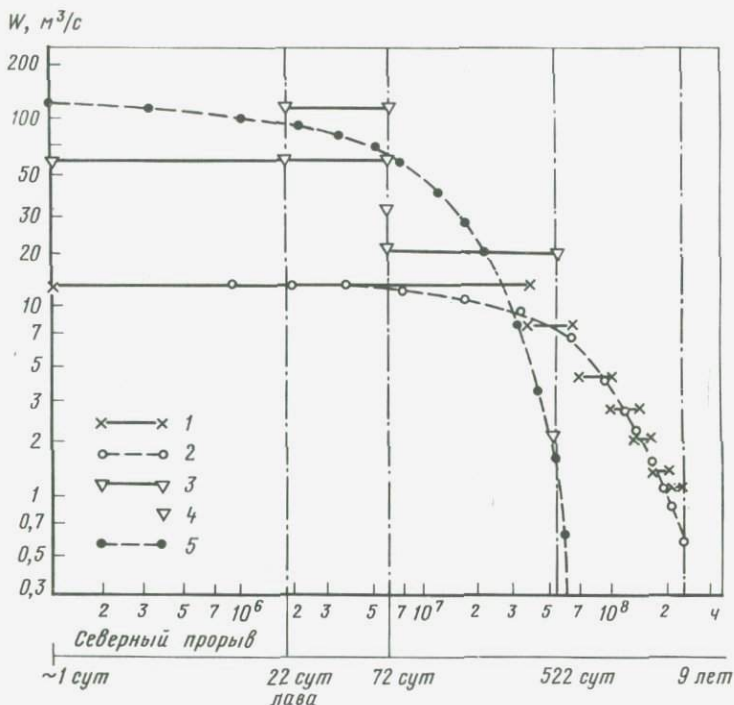


Рис. 15. Изменение расхода магмы в процессе извержения вулканов Большого Толбачика и Парикутин по [115]
 1—2 — данные по вулкану Парикутин: 1 — эмпирические, 2 — расчетные; 3—5 — данные по вулкану Толбачик: 3 — эмпирические, суммарные, 4 — эмпирические по Южному прорыву, 5 — расчетные, суммарные

закономерно. Если деятельность вулкана сопровождается образованием нескольких насыпных последовательно формирующихся конусов, то высота поздних конусов становится все меньше. Эта закономерность проявилась во время хорошо исследованного Северного прорыва Толбачинского извержения. Сила вулкана к концу цикла как бы снижалась. То же самое фиксируется и по лавовым излияниям. На рис. 15 приведен расход магмы в процессе извержений вулканов Толбачика и Парикутин. На нем хорошо выражено снижение дебита лавовых излияний к концу цикла извержений.

Обсудим причины отмеченной закономерности. Очевидно, извержения вулканов вызываются главным образом избыточным против литостатического давлением, тем или другим путем возникающим в питающем вулкан магматическом очаге. Для дальнейшего анализа не имеет значения механизм возникновения избыточного давления в питающем магматическом бассейне и уровень его размещения. Полагают, что вблизи поверхности, непосредственно в вулканической постройке, передаваемое магмой избыточное давление составляет 100–1000 бар. По расчетам этого достаточно для вскрытия вулканических построек, но не для прорыва магмы из питающих очагов. Из них магма, вероятно, поднимается по разломным

нарушениям, причем, как показал С.А. Федотов, питающим каналом может быть трещина мощностью всего в первые десятки метров.

Итак, при небольшом избыточном давлении магма и свободные летучие вулканов извергаются на поверхность. Очевидно, снижение расхода этих продуктов вулканизма в процессе цикла активности связано с понижением избыточного давления в питающем очаге. На это прямо указывает снижение со временем высоты насыпных туфовых конусов вокруг жерл извержения. Этот вывод очень важен для дальнейшего анализа.

Как показал С.А. Федотов [115], высота подъема магмы из питающего очага зависит от двух главных факторов — величины избыточного давления и вязкости магмы. Это вполне понятно, так как продвигающая магма будет охлаждаться, и чем быстрее она движется, тем меньше ее охлаждение. Ясно, что вязкость, меняющаяся у природных магм на несколько порядков, оказывает сильное влияние на скорость ее движения. Наиболее вязкие, обогащенные кремнеземом магмы имеют наименьшие возможности для продвижения их к поверхности. Эти возможности ограничиваются и тем, что кремнекислые дифференциаты извергаются на поздних этапах магматической активности при существенно пониженном избыточном давлении. Отмеченные тенденции должны выразиться в подчиненном и ограниченном проявлении кислых дифференциатов в вулканических циклах, что происходит не всегда. К примеру, при извержении Толбачика на фоне затухания деятельности Северного центра крупная вспышка активности, выразившаяся в обширном извержении лавы, проявилась в Южном центре. Лава Южного центра оказалась менее магнезиальной (на 4,4 мас.%) и более кремнекислой (на 4,9 мас.%), чем магма Северного центра. Это явление, казалось бы, противоречащее сделанному выше заключению, на самом деле прекрасно подтверждает его. Вопреки снижению основности вязкость лав Южного центра оказалась на порядок ниже, чем вязкость лав Северного прорыва. Объяснение этому факту еще не найдено. Но петрологическое значение его огромно, так как показывает, что в питающих вулканы магматических очагах сопряжено с повышением кремнекислотности и вязкости поздних дифференциатов действуют механизмы, понижающие их вязкость. Вероятнее всего, это связано с повышением содержания в магме флюидов. Таким образом, только накапливающиеся в питающем очаге флюиды способны обеспечить выведение на земную поверхность значительных объемов поздних кремнекислых дифференциатов в гомодромно эволюционирующих вулканах.

Сделанное заключение можно распространить и на интрузивный магматизм. Вероятно, нет оснований противопоставлять вулканический магматизм интрузивному. В их динамических и петрогенетических особенностях больше сходства, чем различия. Преобладающая направленность эволюции магм — гомодромная. Одинаковы динамические особенности движений магм через земную кору. На основании их сходства мы считаем возможным выводы, сделанные по вулканическому магматизму, распространить на их интрузивный аналог. Если это справедливо, что появляется возможность понять природу гомодромной последовательности эволюции интрузивных магматических комплексов. Как и в вулканических системах, фазная эволюция сложных магматических комплексов должна быть направлена по пути сокращения относительных объемов более поздних и кремнекислых

магматических инъекций, если питающий глубинный магматический бассейн развивается как закрытая система. Это связано с предполагаемым снижением избыточного давления в питающем очаге по мере его постепенного опустошения в результате отщепления от него порций расплавов. Сокращению объемов поздних фаз массивов способствует также рост вязкости остаточных расплавов, хотя параллельно накапливающиеся остаточные магматические флюиды должны сглаживать эту тенденцию. Таким образом, последовательное сокращение относительных объемов более поздних кремнекислых фаз гомодромных массивов может служить указанием на их питание из магматических бассейнов, закрытых для поступления в них дополнительных флюидов из внешних источников.

В природе, однако, широко распространены интрузивные массивы, в которых поздние кремнекислые фазы слагают большие и преобладающие объемы. Такие массивы не могут быть продуктами эволюции закрытых магматических систем. Питающие их магматические бассейны должны подпитываться дополнительными флюидами, снижающими вязкость поздних кремнекислых расплавов. Наиболее вероятным дополнительным источником летучих глубоко залегающих магматических очагов представляются подкоровые трансмагматические флюидопотоки.

Таким образом, роль флюидов в магматических процессах важна и многообразна. Она еще глубоко не понята по причине трудности поисков прямых признаков флюидов даже в тех магматических проявлениях, в которых их участие несомненно. Понять ход этих процессов без привлечения представлений о флюидно-магматическом взаимодействии, видимо, невозможно. Хорошо известно, что при кристаллизации магматических расплавов большая часть флюидов теряется. Эффективность отделения флюидов от застывающих магм высока. Это наглядно демонстрируется пустотельными жемами вулканических лав. Многообразие процессов флюидно-магматического взаимодействия, разномасштабность их проявлений от микроуровня до регионального и глобального масштаба при отсутствии надежно разработанных признаков действовавших флюидов составляют серьезную петрологическую проблему.

МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМЫ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ, ОБРАЗОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КАМЕР

Метасоматоз магматической стадии, как было показано, выражается в приближении химического состава изменяемых боковых пород к составу активной магмы и завершается их плавлением. В результате на месте твердых экзоконтактных пород образуются расплавы, мало отличающиеся от смыкающихся с ними инъекций ювенильных магм. Таким путем первоначально твердые породы замещаются расплавами. Этот процесс Д.С. Коржинский назвал магматическим замещением. Его обязательным генетическим элементом он считал выходящий из еще жидкой магмы поток летучих, подпитываемый трансмагматическими флюидами, поступающими из глубоких горизонтов магматических колонн. Таким образом, под магматическим замещением понимается образование расплавов за счет боковых пород магматических массивов под действием выходящих из

магмы инфильтрационных флюидопотоков. Из определения исключено понятие о трансмагматических флюидах по двум причинам. Во-первых, явления, полностью идентичные описываемым как магматическое замещение, могут в ограниченных масштабах вызываться флюидами, пересыщающими внедрившиеся расплавы. Во-вторых, необходимо привлечь внимание к обсуждаемому вопросу тех магматистов, которые скептически относятся к существованию трансмагматических флюидов, но допускают возможность проявления в магмах потоков флюидов, поступающих в расплавы, к примеру, из боковых пород. Последняя точка зрения становится все более распространенной. Однако, по нашему мнению, в гипабиссальных и абиссальных магматических массивах флюидопотоки имеют преимущественно трансмагматическую природу и только в приповерхностных массивах и лавовых потоках возможно участие в этих явлениях растворов вмещающих толщ.

Вообще говоря, расплавы на месте экзоконтактовых пород магматических массивов могут образовываться и иначе, например, в результате палингенного расплавления пород подходящего состава в кондуктивном термическом ореоле массива или некоторого изменения в нужном направлении состава боковых пород за счет диффузии легко подвижных компонентов из ювенильной магмы в боковые породы через поровые флюиды. В настоящей работе не затрагиваются вопросы инъекционного магмообразования, широко распространенного в природе, так как флюиды при этом имеют второстепенное, косвенное значение, влияя только на вязкость расплавов.

Как самостоятельные палингенное и диффузионное плавление имеют крайне ограниченные масштабы, не превосходящие первых метров (обычно долей метра). Более широко они, видимо, могут проявляться в инфильтрационных потоках флюидов, выходящих из магм. Однако в этих случаях распространение должно получить и инфильтрационное магматическое замещение. Соотношение этих процессов, различие их конечных продуктов представляет интересный и слабо разработанный вопрос, частично затрагиваемый ниже. Но прежде остановимся на геологических формах магматического замещения, его объемах, которые характеризуют важнейший петрогенетический процесс — потоки трансмагматических флюидов, определяющих крупномасштабное проявление и других процессов.

В литературе контакты магматических тел с вмещающими толщами обычно характеризуются скупо и огрубленно. От этого складывается впечатление, что контакты имеют прямолинейные формы, соответствующие преобладающему представлению об инъекционном образовании магматических тел. Однако специальное изучение магматических контактов показывает, что нередко границы магматических тел имеют очень сложные формы с бухтообразными заливами, пламенивидными выступами и трубообразными ответвлениями сложной формы в боковые породы. Обычно такие осложнения пытаются объяснить локальным плавлением боковых пород под влиянием тепла более тугоплавкой магмы. Мы детально исследовали такие контакты у сульфидоносных руднопродуктивных трапповых интрузивов Талнахского рудного узла (Норильский район) [24] и обнаружили их в очень тугоплавких вмещающих породах — шпинель-форстеритовых скарнах, пироксеновых и андрадит-пироксеновых роговиках. Часть

таких контактов показана на фотографиях образцов Таблиц I, II, другая часть — в Таблице VII. Эти контакты характерны как для главного тела интрузивов (Таблицы I, II, VI, 2), так и для многочисленных апофизарных силлоподобных ответвлений от них (Таблица VII, 3, 4). Мелкие и сложные формы контактов особенно характерны для апофиз и представляются исследователям Талнахских месторождений загадочными, так как в керне многочисленных скважин (основная форма каменного материала) они чаще всего представлены изолированными шарообразными обособлениями мелкозернистых и афанитовых долеритов в ближайшем экзоконтакте массивных апофиз (Таблица VI, 3, 4). В литературе эти долеритовые стяжения практически не отражены, а если описываются, то их пытаются традиционно рассматривать в качестве реликтов замещения долеритовых апофиз окружающими породами. Никаких доказательств при этом не приводится, как не объясняются и резкие контакты обособлений с вмещающей средой. При послемагматических изменениях долеритов в условиях Талнаха в передовых зонах изменений хорошо сохраняется микроструктурный рисунок долеритов, что может быть использовано в качестве дискриминантного признака процесса. Между тем в контактах шарообразных долеритовых обособлений часто фиксируются явления плагиоклазизации вмещающей матрицы, в частности пироксеновых роговиков (Таблица VI, 1). На указанных микрофотографиях хорошо видно развитие плагиоклазовых зерен в интерстициях между кристаллами пироксена. Долеритовые обособления кругового сечения имеют также в экзоконтактах дифференциатов основных интрузивных тел, например горизонта такситовых габбро-долеритов (Таблица II).

Природа загадочных обособлений долеритов в экзоконтактах массивных магматических тел выясняется при сопоставлении разных срезов образца, фотографии которых приведены в Таблицах I и II. В нем такситовые долериты образуют несколько жило- и факелообразных выступов в шпинель-форстеритовые скарны экзоконтакта. Сравнение их срезов, параллельных изображенному в Таблице II, показало, что перпендикулярно отходящие от контакта долеритовые жилки уже в 1,5 см от него переориентируются параллельно контакту. Их поперечные сечения имеют круговую форму, а в образце — вид капель, зависающих над массивным долеритом (Таблица II). К такому же выводу можно прийти при анализе текстуры образца, который отобран в экзоконтакте апофизы рудно-продуктивного массива, удаленной на 1,5 км от главного тела (Таблица VII, 3). На нем видно несколько удлиненных пламенивидных выступов афанитовых долеритов в сторону полосчатых пироксеновых роговиков с ангидритовым прослоем. Интереснейшей особенностью образца является отсутствие каких-либо признаков деформации роговика при образовании в нем выступов долерита. Мягко закругляющиеся окончания долеритовых выступов позволяют легко представить себе, что в поперечном сечении эти выступы имеют круговые сечения. Исчезновение слоистости роговиков в верхней части обсуждаемого образца указывает на проявленный в этом участке метасоматоз магматической стадии, который, как отмечалось, является передовым фронтом магматического замещения.

Таким образом, становится ясна природа удивительных форм магматических контактов рудно-продуктивных сульфидоносных долеритовых

интрузивов Талнаха. Их многочисленные выступы в боковые породы образовались путем магматического замещения с опережающим метасоматозом магматической стадии. Образующиеся таким путем магматические жилы имеют трубообразные формы и переменное направление. В рассмотренных случаях не может быть и речи о выполнении магмой каких-либо пустот в боковых породах, имеющих плотное сложение. Формы описанных жилок магматического замещения полностью совпадают с морфологией трубчатых жил магнезиальных скарнов магматической стадии (Таблица II). Следовательно, как и скарны, жилы магматического замещения образуются при посредстве инфильтрационного потока флюидов, использующих сложную систему трещиноватости боковых пород.

Основные тела рассматриваемых интрузивов (по скважинным материалам) реже демонстрируют такие контакты по той причине, что их сложной формы ответвления имеют более крупные размеры, превышающие диаметр скважин. В участках их разбуривания фиксируется лишь увеличенная мощность интрузива. Чтобы убедиться в этом, достаточно посмотреть на разрез рис. 27, составленный по материалам разведки Западно-Хараелакской партии Норильской КГРЭ. На нем видны изолированные от главного тела, как бы подвешенные в его кровле магматические тела мощностью в первые десятки метров. Обилие апофизарных ответвлений на флангах, фронте и в кровле является типоморфной особенностью рассматриваемых интрузивов. Таким образом, устанавливается тождество разномасштабных форм магматических интрузивов Талнаха, что указывает на сходство механизмов их образования, т.е. формирование тех и других в основном путем магматического замещения.

Материал, собранный при детальном разбуривании талнахских сульфидоносных интрузивов, позволил получить принципиально новую информацию по вопросу образования камер локализации магматических масс. Как известно, в магматизме проблема пространства для внедряющихся из глубины расплавов относится к числу сложных и долговременных. За последние годы проявились два вопроса. Установлено в отдельных районах значительное раздвижение крупных блоков земной поверхности с заполнением полостей внедрившимися расплавами. К таким районам относятся дайковые поля, хотя возможно неоднократное внедрение дополнительных магматических инъекций в одну и ту же расширяющуюся полость. Общие мощности образованных таким путем магматических тел достигают сотен метров и километров. Процессы раздвижения блоков коры и заполнение образующихся полостей магмой происходят сопряженно, так как незаполненные магмой трещины отсутствуют. Поэтому возможно, что раздвижение блоков происходит в какой-то степени под давлением поднимающихся снизу магм. Другой, начинающий проявляться вопрос касается магмоподводящих каналов. Учитывая вязкостные свойства магм, их дебит при вулканических извержениях, объемы изверженных магматических продуктов, установлено, что для их питания достаточны трещины мощностью в первые десятки метров [115].

Неясным представляется формирование под земной поверхностью крупных магматических массивов объемом в 1 км^3 и более. Инъекционное их образование должно приводить к сдвиганию крупных масс вмещающих пород на сотни метров и километров. Этого, однако, не наблюдается.

Поэтому предполагают, что необходимое для магмы пространство обеспечивается за счет обваливания блоков кровли и их погружения в более глубокие горизонты магматического тела. Однако подобные явления не получили документального геологического подтверждения, например, в массивах, вскрытых эрозией по вертикали на сотни метров и даже километры. Действие этого механизма ограничивается и малой мощностью магмоподводящих каналов.

Существо процесса магматического замещения, как и сопровождающего его метасоматоза магматической стадии, предполагает их протекание при постоянстве объемов. Такую закономерность можно постоянно наблюдать в зонах гранитизации, где образование гранитных неосом не сопровождается приращением мощности разреза вмещающих толщ, которое должно бы проявиться даже при анатексисе и палингенезе, не говоря уже об инъекционном образовании мигматитов. Сохранение объемов при гранитизации обеспечивается преобладанием механизма магматического замещения при мигматитообразовании, о чем говорилось выше.

Такой способ завоевания пространства магмой интрузивных массивов проявился при формировании руднопродуктивных сульфидоносных габбро-долеритовых интрузивов Норильского района. Факт сохранности общей мощности и строения стратиграфического разреза вмещающих толщ в местах локализации интрузивов был подмечен в 50-х годах М.Н. Годлевским [13] и И.А. Коровяковым с коллегами [57] в Норильском рудном узле. Вопрос о структурном положении этих интрузивов имеет важнейшее практическое значение по той причине, что часть промышленного оборудования узла представлена ликвационной сульфидной вкрапленностью определенных горизонтов расслоенных магматических тел. Его решение облегчалось простой силлообразной формой интрузивов ограниченной ширины (до 1,5 км), небольшой мощностью (преимущественно 100–150 м) при многокилометровой протяженности. Заключенные в них объемы магмы большие, а формы тела простые, что позволило при обильном количестве буровых скважин, размещенных по сетке 200×200 м, детально проследить условия залегания интрузивных тел во вмещающих толщах. Надо еще сказать, что интрузивы залегают внутри девон-триасовых толщ терригенного, хемогенного и вулканогенного происхождения и почти не обнажены на земной поверхности. Контактный метаморфизм на большей части площади поверхности интрузивов значительно проявлен на расстояниях до нескольких десятков метров и лишь на фронте интрузивов охватывает толщи мощностью до 500 м, о чем будет сказано ниже. Таким образом, метаморфизм серьезно не препятствовал решению поставленного вопроса. Этому способствовала и литологическая пестрота разреза вмещающих толщ, позволяющая проследить литологические пачки и лавовые слои на большом расстоянии. Залегают они довольно спокойно, имея углы падения менее 10°. Субсогласно с вмещающими толщами лежат и магматические тела. Обычно они размещены в бортах регионального Норильско-Хараелахского разлома, образованного серией грабенных, параллельных друг другу и оси разлома. Общая ширина разлома не превышает 1,5 км. Разлом является общей контролирующей структурой для Норильского и Талнахского рудных узлов, удаленных друг от друга на расстоянии в 30 км. Протягиваясь вдоль разлома, интрузивы редко

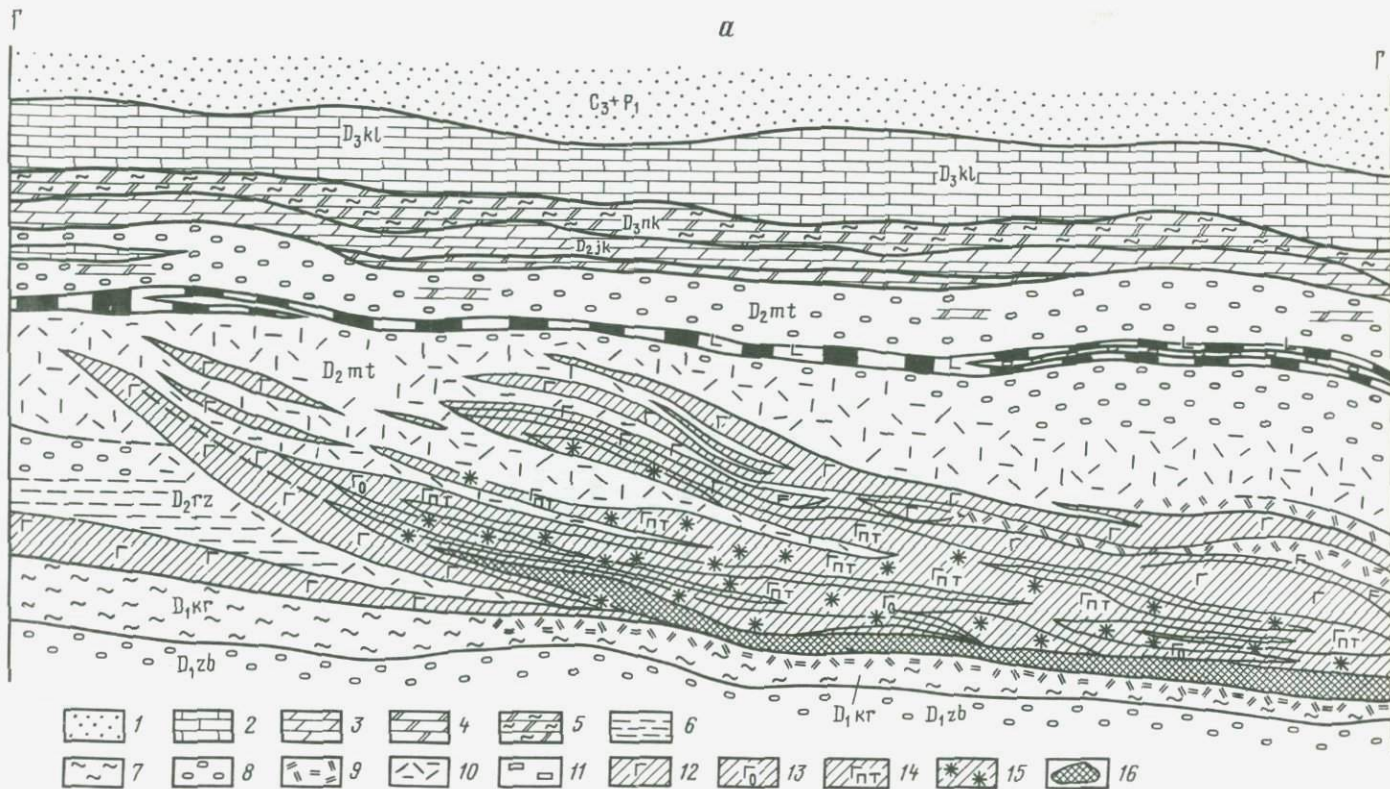


Рис. 16

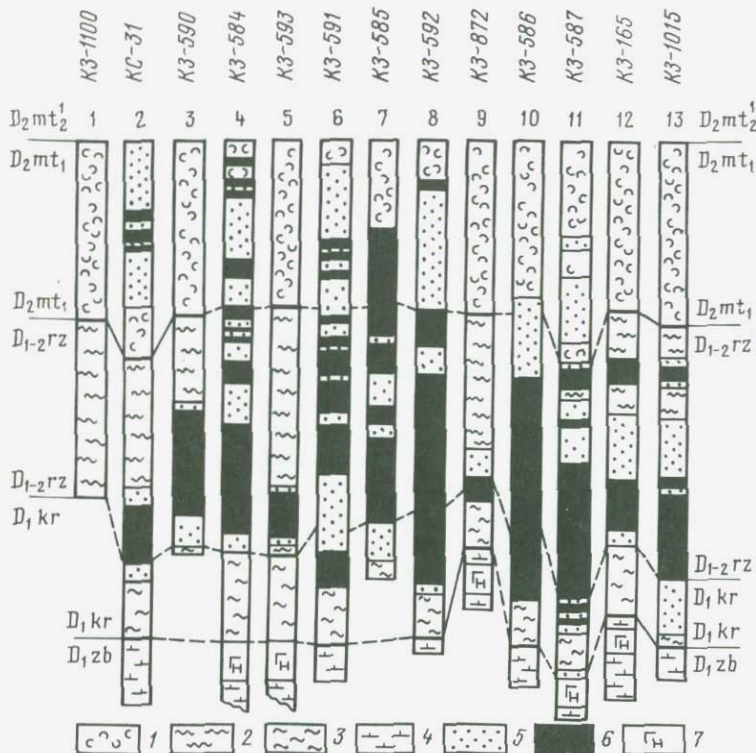


Рис. 16. Замещение долеритовой магмой Хараелахской ветви Верхнеталнахского интрузива вмещающих толщ

a — схематизированный продольный геологический разрез через Хараелахскую ветвь Верхнеталнахского сульфидоносного трапного интрузива, залегающего в отложениях свит: каларгонской (kl), накахозской (nk), юкτικής (jk), мантуровской (mt), разведочинской (rz), курейской (kr), зубовской (zb). Составлен по материалам детальной геологической разведки. Пояснения в тексте. 1 — песчаники; 2 — доломиты, известняки; 3 — известняки кремнистые и доломитистые; 4 — доломиты с прослоями ангидритов и мергелей; 5 — аргиллиты, мергели; 6 — аргиллиты; 7 — аргиллиты известковистые; 8 — мергели; 9–10 — роговики: 9 — пироксен-биотит-полевошпатовые, 10 — пироксеновые, гранат-пироксеновые с локальным присутствием кальцита, ангидрита; 11 — долериты, титан-авгитовые; 12–14 — дифференциаты Верхнеталнахских интрузивов, габбро-долериты: 12 — безоливиновые и оливинсодержащие, 13 — оливиновые, 14 — пикритовые, троктолитовые, такситовые; 15–16 — сульфидное оруднение: 15 — ликвационно-вкрапленное в интрузиве, 16 — массивные руды

б — корреляционный разрез по ломаной линии (см. рис. 26) продольной оси Хараелахской ветви. 1–4 — неметаморфизованные толщи свит: 1 — мантуровской, 2 — разведочинской, 3 — курейской, 4 — зубовской, 5 — метаморфизованные породы; 6 — магматические породы и сплошные магматические сульфидные руды Верхнеталнахского интрузива; 7 — породы Нижнеталнахского интрузива

попадают в зону грабенов. Общий контур интрузивов обычно лишь в одном месте пересекает зону разлома при переходе в другой его борт.

При исследовании интрузивов Норильского рудного узла М.Н. Годлевский и И.А. Коровяков установили (это было признано Г.Д. Масловым (1963 г.) и М.Ф. Смирновым (1966 г.)), что появление интрузивов в стратиграфическом разрезе не изменяет заметно ни его строения, ни общей мощности. Они назвали эти интрузивы "отливками", образованного невыясненным путем пространства. И.А. Коровяков предполагал, что магматические интрузии выпихивают камеру, но места сгущивания вынесенного материала не были установлены. М.Н. Годлевский полагал, что пространство отчасти могло образоваться при отслоении толщ во время грабенообразования, а частично за счет магматического замещения боковых пород. Но от признания большой роли последнего механизма его удерживали огромные масштабы явления. Позже В.В. Золотухин [19, 22] и А.В. Тарасов [108, 109] стали придавать решающее значение в образовании интрузивных камер иным механизмам — клавишному приподниманию кровли тел, уплотнению экзоконтактовых пород при их ороговиковании и дегазации карбонатных и ангидритовых пород при метаморфизме. Вместе с тем они допускали процессы магматического замещения при образовании горизонта такситовых габбро-долеритов интрузивов за счет ранее образованного слоя пикритовых габбро-долеритов. Установленная ранее ненарушенность стратиграфического разреза около интрузивов этими исследователями не обсуждалась и, по существу, отрицалась.

После открытия Талнахского рудного узла и детального разбуривания западных ветвей его рудно-продуктивных интрузивов по сгущенной сети скважин нами по материалам стратиграфа Э.Б. Лунина, в то время геолога Норильской экспедиции, по скважинам с полным выходом керна было детально исследовано залегание Хараелахской ветви Верхнеталнахского интрузива. На рис. 16 приведен скоррелированный вертикальный разрез через вмещающие толщи и интрузивные тела Хараелахской ветви. Построен он по ломаной линии (см. рис. 26), ориентированной приблизительно по продольной оси ветви. Сква. 1 и 2 расположены в 2,5 и 1,0 км за разведочным контуром интрузивного тела, в его фронте, а сква. 9 — за фланговым бортом контура примерно в средней части ветви. Сква. 12 и 13 тяготеют к юго-восточному флангу Хараелахской ветви. С целью нивелирования влияния вертикальных тектонических смещений отдельных блоков интрузива на одну горизонталь выведена стратиграфическая граница между нижней и второй литологическими пачками мантуровской свиты среднего девона. На разрезе хорошо видно, что обычно называемые интрузивными тела алюмосиликатных и сульфидных расплавов, залегающие в подошве первых и сливающиеся с ними, залегают преимущественно в разведочной свите терригенно-хемогенных осадков, местами выходя за ее контуры в ниже- и вышележащие свиты. Мощность разведочинской свиты на первый взгляд постоянна, тогда как мощность магматических тел меняется на порядок. Так что замещение части разреза свиты магматическими телами совершенно очевидно и подтверждает закономерность, установленную М.Н. Годлевским и И.А. Коровяковым в Норильском рудном узле. Более детальный анализ показывает, что мощность разведочинской свиты без магматических тел (сква. 1) или с небольшим их объемом (сква. 9) не-

сколько меньше, чем при наличии в разрезе интрузивов. Следовательно, часть магм выполняла объем, образовавшийся за счет расслоения свиты. Но такой свободный объем невелик; сравнение мощностей разреза скв. 8, 9, 10 или 1, 3, 4 показывает, что расщепление толщи может компенсировать лишь 53,4% мощности магматического тела скв. 10 и лишь 25,5% мощности тела в скв. 8. Роль предполагавшегося В.В. Золотухиным высвобождения пространства за счет метаморфизма и дегазации осадков вообще незаметна, так как, к примеру, в разрезе скв. 8 роговиков больше, чем в скв. 10, а менее компенсирован объем интрузивного тела в скв. 8. Отсутствие признаков возрастания мощности стратиграфических разрезов на флангах и фронте интрузивов опровергает предположение И.А. Коровякова о выносе необходимого для образования интрузивов объема осадков к периферии камер локализации.

Проведенный анализ показал, что от 47 до 75 об.% тел рудно-продуктивных верхнеталнахских интрузивов были образованы путем прямого замещения части пород разведочной свиты магмой. Говорить о сходстве состава пород свиты с составом магматических тел не приходится, что опровергает возможность палингенного образования на месте свиты габброидных расплавов. Единственным приемлемым способом образования верхнеталнахских интрузивов на месте пород свиты представляется магматическое замещение. Это тем более вероятно, что в их контактах широко распространены различные фации метасоматитов магматической стадии: магнезиальные скарны и продукты плагиоклазизации, о чем говорилось в I части книги.

Для подтверждения возможностей образования значительных объемов габбро-долеритов Талнаха путем магматического замещения приведем разрез по керну скв. 1307 (рис. 17). На нем видно, что тело такситовых габбро-долеритов, слагающее нижний горизонт Верхнеталнахских интрузивов, образовано преимущественно по доломитовым мраморам путем их магматического замещения с опережающим развитием магнезиальных скарнов магматической стадии. Ксенолиты скарнов с реликтами апопериклазовых бруситовых мраморов рассеяны по всему разрезу магматического тела. Таким образом, до 40 метров мощности магматических тел могло, несомненно, образоваться путем магматического замещения боковых пород, что близко к оценкам, полученным при анализе продольного разреза через Хараелахскую ветвь интрузива (см. рис. 16).

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что часть объема (примерно 50 м мощности) магматических тел верхнеталнахских интрузивов образовалась инъекционным путем, выполняя, видимо, полости отслоения, образовавшиеся при грабенообразовании в зоне Норильско-Хараелахского разлома. Внедрение магм сопрягалось с ним во времени, подобно тому, что имеет место при образовании дайковых полей. И уже после этого происходило доразраствивание объемов сульфидоносных интрузивов за счет магматического замещения, вызываемого потоком трансмагматических флюидов. Мы допускаем, что и в это время могли происходить механические перемещения магм под воздействием протоматических тектонических процессов. Таким образом, в природе может быть в значительных масштабах проявлено сочетание интрузивных процессов и замещения магмой боковых пород. Разделение этих двух процессов затруднено тем, что в

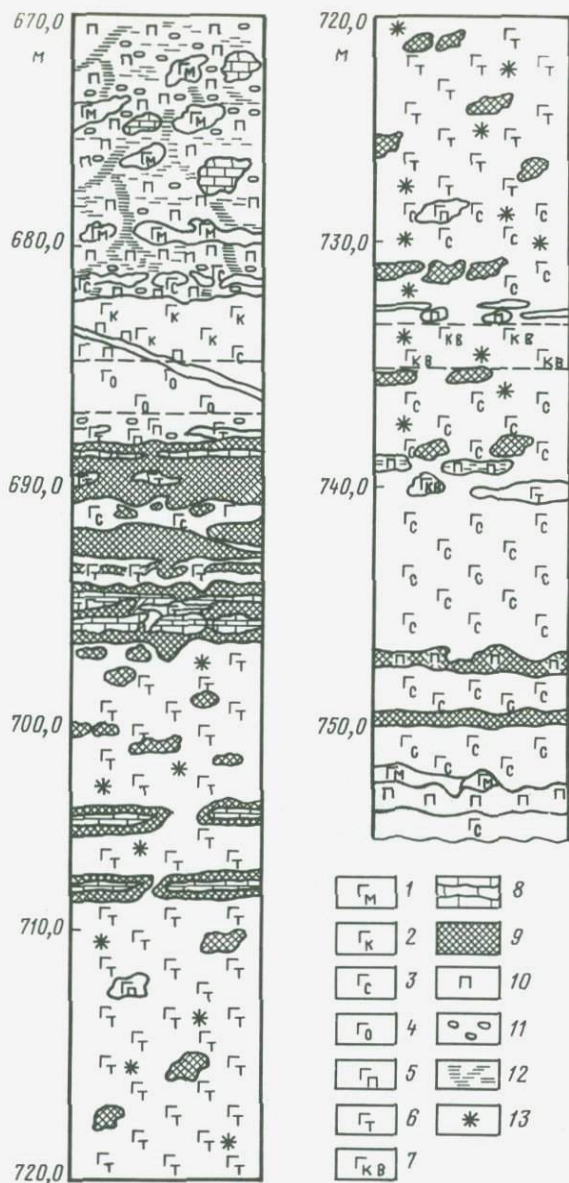


Рис. 17. Разрез по вертикальной скважине КЗ-1307, пересекающей фронтальную часть Харалахской ветви Верхнеталнахского интрузива; составлен по детальным петрографическим исследованиям

1–7 – габбро-долериты: 1 – мелкозернистые безоливиновые, 2 – контактовые мелкозернистые безоливиновые, 3 – среднезернистые безоливиновые, 4 – оливино-содержащие и оливиновые, 5 – пикритовые, 6 – такситовые крупнозернистые оливиновые, 7 – кварцсодержащие, безоливиновые; 8 – доломитовые и бруситовые (апотериклазовые) мраморы; 9 – шпинель-форстеритовые скарны магматической стадии; 10–12 – минералы ангидритсодержащих контактово-метаморфических пород: 10 – клинопироксен, 11 – гранат, 12 – ангидрит; 13 – ликвационная сульфидная окраска

результате магматического замещения образуются расплавы, по всем характеристикам близкие инъекционным. Разработка их дискриминантных признаков является не простым делом. Отсутствие этих признаков сдерживает выяснение объемных соотношений сопоставляемых процессов в конкретных интрузивах, большинство из которых не имеет таких простых форм, спокойных условий залегания, и их контуры не разбуриваются так тщательно, как в Норильском районе. Полученные здесь результаты уникальны и должны использоваться как эталонные.

ИНФИЛЬТРАЦИОННОЕ И ДИФфуЗИОННОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МАГМЫ С БОКОВЫМИ ПОРОДАМИ

Процесс магматического замещения боковых пород был рассмотрен в общих чертах. Незатронутым остался важнейший его элемент — преобразование твердой породы в расплав. В литературе этот процесс практически еще не обсуждался и признаки его не ясны. При его рассмотрении неизбежно сравнение инфильтрационного и диффузионного взаимодействий магмы с боковыми породами. Их различие, оказывается, может иметь важное практическое значение, например, при выяснении условий локализации оруденения магматической стадии. Видимо, рано делать какие-либо обобщения по этому вопросу. Поэтому рассмотрим некоторые конкретные факты.

Обратимся вновь к материалам по верхнеталнахским сульфидоносным расслоенным интрузивам габбро-долеритов. Их нижний горизонт сложен крупнозернистыми оливинсодержащими такситовыми габбро-долеритами. Такситовый облик им придают многочисленные ленто- и петлеобразные меланократовые обособления, лишь редко имеющие монолитный облик ксенолитов шпинель-форстеритовых магнезиальных скарнов, мономинеральных пироксеновых роговиков и вышележащих пикритовых габбро-долеритов. Наиболее загадочны петлеобразные обособления, одно из которых отражено на фотографии образца в Таблице VIII, 1. Замкнутое со всех сторон плоскости образца петлеобразное обособление, в центре которого располагается такситовый габбро-долерит такого же облика и состава, что и вмещающий обособление, сложено шпинель-форстеритовой магнезиально-скарновой ассоциацией. Природа обособления несколько проясняется при сравнении с образцом в Таблице II. В нем виден ксенолит аналогичного шпинель-форстеритового магнезиального скарна, левая часть которого замещена такситовым габбро-долеритом, но так, что от нее осталась тонкая, толщиной 1,5–2,0 мм, изогнутая полоска черной породы с двусторонней белой оторочкой. Полоска представляет собой измененный реликт внешней оболочки скарнового ксенолита, изнутри замещенного долеритом (полная аналогия с предыдущим образцом). Разомкнутое сверху кольцо оболочки ксенолита указывает на место проникновения флюидов, вызвавших магматическое замещение, во внутренние части скарнового ксенолита. В образце, изображенном в Таблице VIII, 1, магматическое замещение внутренней части скарнового ксенолита происходило в направлении, перпендикулярном плоскости образца.

Проведенное исследование причин сохранения в магме таких мелких реликтов скарнов, как в рассмотренных образцах, привело к выводу о

их термодинамической равновесности с окружающей магмой. Железистость оливина ($F = 24,7$ ат.%) оболочки ксенолита образца Таблицы II, несмотря на сохранение им скарновых размеров и формы зерен, оказалась идентичной с железистостью крупных ксеноморфных кристаллов оливина ($F = 26,9-28,8$ ат.%), кристаллизовавшихся непосредственно из расплава. Состав плагиоклазов (An_{72}), образующих белую оторочку около реликтовой цепочки оливиновых зерен и заключающих их в себе, близок к составу плагиоклазов (An_{65}), вмещающих такситовые габбро-долериты. Состав зерен оливина в петлеобразном реликте скарнового ксенолита образца в Таблице VIII, I переменный: более магнезиальный в центре реликтовой плоскости и более железистый, близкий к магматическому, в краевых частях полоски. Находясь в равновесии и контакте с магмой, железистый оливин бронирует внутреннюю часть реликта с более магнезиальным форстеритом и шпинелью. Последние гистерогенно замещаются магнетит-серпентиновым агрегатом (белая полоска во внутренней части темной в Таблице VIII, I).

Однако наиболее важный для обсуждаемого вопроса вывод был получен при поиске причин двух разных способов взаимодействия магмы с шпинель-форстеритовым скарном, проявленных в одном образце. В одном случае скарн замещается расплавом пироксен-плагиоклазового состава (собственно магматическое замещение), а в другом он превращается в твердую тугоплавкую оливин-плагиоклазовую породу, слагающую многочисленные ленточные и петельчатые обособления. Дело оказалось в том, что в первом случае в скарн привносятся преимущественно Ca и Si, а Fe в подчиненном количестве. В результате шпинель замещается плагиоклазом, а форстерит, железистость которого увеличивается только с 4 до 11%, замещается клинопироксеном. Эта ассоциация соответствует габброидной эвтектике и плавится. Образование же оливин-плагиоклазовой породы за счет шпинель-форстеритового скарна происходит при преимущественном привносе в скарн Ca и Fe, тогда как Si поступает в ограниченном количестве, достаточном лишь для образования плагиоклаза за счет шпинели. Если привнесенные объемы рассматривать с точки зрения скоростей их перемещения, то следует говорить о наименьшем ее значении у кремния. Такое соотношение скоростей характерно, как известно [123], для диффузионного движения компонентов в расплавах. Таким образом, есть основания предполагать диффузионный характер взаимодействия магмы с шпинель-форстеритовыми скарнами для случая их замещения оливин-плагиоклазовой породой. Тогда второй случай должен рассматриваться как реакция скарна с вступающим в него инфильтрационным потоком флюидов, относительная концентрация компонентов в которых определяет ход вещественных превращений. Следует, видимо, предполагать, что концентрация Ca и Si в этих флюидах была выше, чем Fe, что и определило замещение при этом скарна пироксен-плагиоклазовым расплавом. Как видно в рассмотренных образцах, инфильтрационное и диффузионное взаимодействие магмы с боковыми породами протекают сопряженно, что, видимо, определяется неравномерным, струйчатым характером движения флюидов в магмах. Вывод подтверждает представления Д.С. Коржинского о неравномерном (пленочном и струйчатом) просачивании трансмагматических флюидов через магмы. В слое такситовых габбро-долеритов верхнеталнахских

интрузивов движение сквозьмагматических флюидов, вероятно, было достаточно активным, чтобы воспрепятствовать существенному загрязнению магмы веществом боковых пород, так как осредненный состав слоя близок к среднему составу интрузивов.

Если химический и минеральный состав пород внутренней зоны метасоматитов магматической стадии близок к составу магмы, то замещение породы расплавом происходит в полном объеме, граница между ними резкая и хорошо заметная. Этот случай имеет место в талнахских интрузивах. Во всех других, т.е. в большинстве случаев, между магмой и метасоматитом должна возникать более или менее мощная зона частичного плавления. Этот вопрос кратко затрагивался выше при обсуждении природы зоны ийолитов в магнезиальных скарнах нефелин-сиенитовой формации и зоны нефелин-ортоклазовых апогабброидных фенитов. Рассмотрим процессы, протекающие в переходной зоне, несколько детальнее на примере апойолитовых фенитов (рисчорритов, ювитов) в Хибинском массиве.

Как уже отмечалось, в полностью твердых метасоматических рисчорритах и ювитах полевые шпаты имеют почти чисто калиевый состав, ярко выраженный пойкилобластовый облик и изометричные формы кристаллов. В достоверно магматических, разнообразных по зернистости нефелиновых сиенитах полевые шпаты образуют сильно удлиненные, призматические кристаллы и имеют натриево-калиевый состав (см. рис. 8). Между этими двумя отчетливо макроскопически различающимися типами пород в обнажениях залегают со стороны рисчорритов породы с неясно призматическим пойкилитовым полевым шпатом (Таблица IV, 2), а со стороны нефелиновых сиенитов — их разновидности, содержащие отдельные крупные коротко-таблитчатые изометричного облика кристаллы калишпата или более редкие среднезернистые, полевые шпаты которых представлены коротко-таблитчатыми кристаллами. Последние разновидности нефелиновых сиенитов распространены на севере плутона. Петрогенезис перечисленных пород представляется неясным, и они еще не получили достаточного освещения в литературе. Лишь выделения изометричных, коротко таблитчатых слабопойкилитовых кристаллов среди призматических в приконтактовых нефелиновых сиенитах пытаются интерпретировать как послемагматические, синхронные с формированием калишпата рисчорритов, ювитов.

Детальное микроскопическое изучение ювитов и рисчорритов с кристаллами неяснопризматического, слабопойкилитового полевого шпата показало следующее. Призматический облик кристаллы приобретают за счет того, что расположенные между ними зерна нефелина становятся более идиоморфными, а их сечения квадратными. Количество включений зерен нефелина в кристаллах калишпата уменьшается, а сами включения приобретают идиоморфные квадратные формы. Однако наибольшее значение для понимания петрогенезиса этих пород имеет новообразование среди нефелиновых скоплений, разделяющих крупные неяснопризматические кристаллы калишпата, более мелких изометричных зерен полевого шпата. Они имеют полигональный облик, водянопрозрачны, монофазны и по размерам близки к зернам нефелина. Объемные соотношения калишпата и нефелина в этих участках примерно 1:3. Устойчивость этого соотношения,

сходство и сравнительно высокая степень идиоморфизма зерен как нефелина, так и полевого шпата указывают на их одновременную кристаллизацию из среды устойчивого состава. Вероятнее всего, это были участки расплава, занимающие интерстиции между крупными неяснопризматическими зернами калишпата. Присутствие расплава, видимо, способствовало некоторой перекристаллизации не прошедших стадии плавления крупных кристаллов калишпата и нефелина, которые в таком случае следует считать ксенокристами.

Состав интерстициального расплава, вероятно, отвечал эвтектике. Это как будто не соответствует составу эвтектики ювенильных нефелиновых сиенитов, имеющих апаитовый порядок кристаллизации с выделением нефелина в качестве первой, ликвидусной фазы [41]. Следовательно, эвтектика должна быть существенно обогащена калишпатом. Предполагаемый же интерстициальный расплав рихчорритов, ювитов обогащен нефелином. Объясняется это тем, что физико-химическая обстановка в рассматриваемых метасоматитах характеризовалась очень высокой активностью как натрия, так и калия, тогда как апаитовые магмы кристаллизуются при пониженной активности калия. Эти различия подробно обосновывались выше. Если это так, то и состав эвтектики интерстициальных расплавов в рихчорритах должен сместиться в область более высоких содержаний нефелина, а калишпат стать ликвидусной фазой вместо нефелина в сиенитах. Видимо, по этой причине крупные реликтовые кристаллы калишпата рихчорритов плавятся последними, нередко сохраняясь в виде реликтовых ксенокристаллов в эндоконтактных фациях нефелин-сиенитовых интрузий. Подобное явление уже обсуждалось на примере порфиридных гранитов Украины.

Неожиданная параллель с орбикулярными гранитами выявилась при попытке понять причину укорочения призматических кристаллов полевого шпата, наблюдающуюся в эндоконтактах нефелиновых сиенитов. Как уже отмечалось, полевой шпат в них часто представлен таблитчатыми кристаллами. В них нет и пертитовых вростков альбита, чрезвычайно характерных и обильных в калишпатах ювенильных нефелиновых сиенитов. Это указывает на существенно калиевый и низконатриевый состав таблитчатых кристаллов полевого шпата эндоконтактных фаций сиенита. Напомним, что и метасоматический полевой шпат рихчорритов, ювитов имеет изометричные формы и существенно калиевый состав. При обсуждении орбикулярных гранитов выявилась подобная же связь между содержанием натрия в калишпатах и степенью удлинения его кристаллов. Радиально-лучистые дендритовые кристаллы калишпата, образующие орбикулы, имеют калий-натриевый состав и содержат струйчатые пертитовые вростки альбита. В гранитной матрице альбит кристаллизовался в виде самостоятельной фазы, а низконатриевый микроклин представлен изометричными формами. Из этого сравнения можно сделать вывод о том, что степень удлинения кристаллов калишпата находится в прямопропорциональной зависимости от содержания в нем альбитового компонента. Она возрастает при кристаллизации калишпата в средах с более высокой активностью натрия, например, в нефелин-сиенитовых магмах, а также при увеличении скорости кристаллизации, как в орбикулярных гранитах, ведущих к образованию более натровых калишпатов. При более медленной кристал-

лизации магмы матрицы орбикулярных гранитов и формировании рисчорритов при высокой активности калия образуются изометричные кристаллы низконатрового калишпата.

В свете изложенного, таблитчатые формы кристаллов калишпата в эндоконтактных фациях нефелиновых сиенитов, соприкасающихся с рисчорритами, определяются их кристаллизацией в условиях повышенной активности калия, способствующей образованию полевых шпатов с повышенным содержанием этого компонента и пониженным натрия. Повышенная активность калия в расплавах, которые замещали рисчорриты, видимо, была унаследована от последних. В соответствии с этим находится повышенное содержание калия в эндоконтактных фациях нефелиновых сиенитов, приближающееся к его количеству в рисчорритах. Эта тенденция отчетливо проявлена в жильных апофизарных ответвлениях хибинитов [18].

Частичное, локальное плавление, видимо, широко распространено при магматическом замещении, но изучено неудовлетворительно. При обсуждении магнезиальных скарнов нефелин-сиенитовой формации Тувы, описанных В.И. Коваленко и др. [40], мы дискутировали по вопросу о природе меланократовых нефелиновых сиенитов, залегающих между метасоматическими, на наш взгляд, ийолитами и более лейкократовыми нефелиновыми сиенитами главной фации массива. Был сделан вывод о частично расплавленном состоянии субстрата меланократовой разности на основании зонального строения кристаллов пироксена, центры которых по составу близки к пироксену ийолитов. Этот пироксен, видимо, имеет ксеногенную природу.

В печати появились сообщения об обнаружении признаков частичного плавления пород тыловых зон метасоматитов магматической стадии в контактах глубинных гранитов [17] и приповерхностных тел гранодиоритов [99]. Однако подробного описания явления не приводится и судить о его протекании затруднительно.

В литературе отсутствуют описания диффузионного взаимодействия магмы с вмещающими породами. Вместе с тем такое взаимодействие, возможно, имеет широкое распространение.

ЗАЙМСТВОВАНИЕ МАГМОЙ ВЕЩЕСТВА ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ

При магматическом замещении естественно заимствование магмой вещества боковых пород, на месте и за счет которых происходит новообразование расплавов. Процесс протекает так же, как и хорошо известный послемагматический метасоматоз, при котором часть вещества изменяемых пород выносится и замещается привнесенным из внешнего источника, а другая часть вещества почти всегда наследуется новообразованными метасоматическими минералами. Возможен, конечно, и полный вынос вещества замещаемых пород, например, при образовании кварцевых жил в карбонатных породах. Однако и в этом случае остается открытым вопрос о заимствовании кислорода исходных пород.

При магматическом замещении случаи полного выноса вещества боковых пород неизвестны в силу многокомпонентного состава новообразо-

ванных расплавов. Поэтому количество привнесенного и удаленного вещества на единицу объема замещаемой породы меньше, чем при обычном послемагматическом метасоматозе. Скажем, при замещении габбро Коргердабинского массива эгирин-амфиболовыми нефелиновыми сиенитами с опережающей фенитизацией содержание SiO_2 в единице (1 см^3) объема породы практически не меняется, выносятся около 0,03 г (30 кг/м^3) Fe_2O_3 , 0,105 г FeO , 0,205 г MgO , 0,24 г CaO и привносится 0,17 г Al_2O_3 , 0,06 г Na_2O , 0,15 г K_2O [127]. Такие количества вещества содержатся в 2 л слабокислых рассолов. При замещении магмой других пород, например доломитов, привнос может доходить до 2 г/см^3 , что может содержаться в 10 л природных рассолов. Следовательно, 10 л реальных рассолов достаточно, чтобы образовался 1 см^3 природной магмы на месте любой вмещающей породы. Эта оценка не выглядит нереальной в свете гигантских объемов газов, участвующих в магматических процессах, что иллюстрируется вулканическими извержениями [124]. Согласно этому источнику, во время Толбачинского извержения из вулкана выделилось $2,2 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ газа общим весом в 660 млн т. Если бы их минерализация израсходовалась на магматическое замещение, то могли бы образоваться объемы магмы, приближающиеся к размерам, скажем, отдельных ветвей талнахских руднопродуктивных интрузивов. Эти расчеты показывают лишь принципиальную возможность осуществления заметного магматического замещения даже теми газами, которые выделяются при вулканических извержениях. Однако не следует абсолютизировать значение таких расчетов, так как еще невозможно даже приблизительно оценить состав трансмагматических флюидов и мало оснований отождествлять их с вулканическими газами. Многие геологи принимают их за активизированные воды и газы вмещающих толщ. Вопрос этот сложный и еще не решенный. Нет сомнений, что в составе вулканических газов есть коровая и ювенильная составляющие. Неясно, однако, каковы их пропорции на разных этапах эволюции вулканов. Мы не имеем возможности останавливаться на этом вопросе и отсылаем читателя к обстоятельной статье В.В. Ярмолюка [124].

Признание вероятности и возможности заимствования вещества боковых пород при магматическом замещении недостаточно для решения многих практических вопросов — определения соотношений объемов расплавов магматического замещения и инъекционных в конкретных массивах, возможности ассимиляции магмой рудных элементов вмещающих толщ и многих других. Природа редко предоставляет возможность определять объемы расплавов магматического замещения по структурным элементам как в случае с интрузивами Норильска и Талнаха. Необходимы надежные геохимические критерии, которые еще не разработаны. Но единичные примеры имеются.

При изучении изотопов кислорода в Йоко-Довыренском габбро-перидотитовом массиве Северного Прибайкалья Г.С. Кривошляковым и др. [62] было обнаружено, что в стометровой зоне эндоконтакта породообразующие минералы магматических пород обогащены тяжелым изотопом кислорода: $\delta^{18}\text{O}$ в оливинах $+10,7\text{‰} \div +15,7\text{‰}$, в клинопироксенах — $+10,0\text{‰} \div +12,0\text{‰}$. Это связано с ассимиляцией магмой массива тяжелого кислорода боковых пород, так как в закаленных силловых зонах

ответвлений массива минералы характеризуются следующими отношениями изотопов: оливин — $+6,4^0/00$, клинопироксен — $+6,3^0/00$; для этих же минералов экзоконтактовых магнезиальных скарнов магматического этапа и роговиков — оливин — $+18,7^0/00$, клинопироксен — $+13,9^0/00$. Заражение тяжелым кислородом боковых пород выявлено исследователями и в талнахских рудопродуктивных трапповых интрузивах. Так, оливин горизонта ювенильных пикритовых габбро-долеритов Хараелахской ветви характеризуется $\delta^{18}O = +3,2^0/00$, тогда как в образующихся путем магматического замещения такситовых габбро-долеритах оливин показывает значение $+4^0/00$, клинопироксен — $+4,3^0/00$, в участке с ксенолитом магнезиального скарна — клинопироксен — $+5,9^0/00$, плагиоклаз — $+8,3^0/00$. В чисто интрузивных дифференцированных силах оливиновых долеритов, не содержащих ксенолитов боковых пород, минералы характеризуются значениями: Вельминский силл, оливин — $+3,8^0/00$, плагиоклаз — $+5,5^0/00$; Кузьмовский силл, оливин — $+3,9^0/00$, плагиоклаз — $+3,3^0/00$. Выше уже приводились доказательства образования части объемов Йоко-Довыренского массива и интрузивов Талнаха за счет магматического замещения вмещающих толщ, что, видимо, привело к заражению этих участков магматических толщ тяжелым кислородом боковых пород.

Подобное описанному заражение магмы кислородом боковых пород выявлено в десятиметровом эндоконтактовом слое сульфидоносного ультраосновного массива Дулит (штат Миннесота, США) [151]. Авторами подсчитано, что в этой части 50—70 об.% магмы образовано за счет вещества вмещающих толщ. Следует добавить, что для массива в целом подсчитанный объем магмы, образованной путем замещения боковых пород, следует считать минимальным, так как устанавливался он для подошвы массива. Магматическое же замещение, как показали материалы по Талнаху, наиболее активно проявляется во фронтальных частях магматических тел. Таким образом, можно предполагать, что изотопы кислорода явятся эффективным критерием для отличия расплавов магматического замещения от ювенильных магм, внедрившихся инъекционным путем из глубины.

При магматическом замещении, видимо, заимствуется и часть стронция вмещающих пород. Это было установлено в Бушвельдском массиве [154]. В последние 5 лет внимание исследователей этого крупнейшего плутона было привлечено к многочисленным малоомощным апофизарным ответвлениям, известным на всех уровнях его падающих к центру флангов. Вначале предполагалось, что магма апофиз наиболее близка к двум ювенильным магмам: бонинитовой и габбро-анортозитовой. Однако другими учеными близость пород апофиз ювенильным магмам оспаривается и предполагается их зараженность веществом боковых пород. Это было доказано с помощью изотопного состава стронция в апофизах северо-восточного фланга плутона, называемого Плэтрифом. Надо сказать, что в этом участке несомненно распространены и магнезиальные скарны магматической стадии. Шпинель-пироксеновые скарны неверно причислены к магматическим породам [136], а форстеритовые, часто сильно серпентинизированные скарны принимаются за продукты метаморфизма доломитов, хотя метасоматоз в этом случае бесспорен. Изотопный состав стронция в плагиоклазовом пироксените краевой части Плэтрифа оказался зараженным коровым веществом: $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7127-0,7226$. Заимствование

расплавами замещения стронция боковых пород можно было предполагать в силу того, что, как было показано, часть щелочных земель наследуется при магматическом их замещении.

Однако не всегда вопрос о заимствовании вещества боковых пород магмами замещения решается так просто, как в случае с кислородом и стронцием. В качестве примера обратимся к сульфидоносным габброидным интрузивам Норильского района, которые прорывают и нередко локализируются в толщах ангидритовых хемогенных пород. На протяжении многих лет считали, что необычно изотопно тяжелая сера ($\delta^{34}\text{S} = +9,5 \div +16,0\text{‰}$) ликвационных сульфидных вкраплений в интрузивах определяется заимствованием серы ангидритов ($\delta^{34}\text{S} = +22,0 \div +24,0\text{‰}$) боковых пород на месте локализации интрузивов. Для сравнения укажем, что в подавляющем большинстве базит-ультрабазитовых магматических пород изотопный состав серы присутствующих в них сульфидов находится около метеоритного стандарта ($\delta^{34}\text{S} = -2,0 \div +2,0\text{‰}$), кроме массива Маскоккс (США), где сульфиды нижних слоев интрузива обогащены тяжелой серой до $+10\text{‰}$. Это связывали с ассимиляцией серы боковых пород. В свете этих данных представления о заимствовании тяжелой серы из вмещающих ангидритовых пород выглядели вполне обоснованными для интрузивов норильского типа. Однако в 1974 г. В. А. Коваленкером и др. [37] были обобщены и глубоко проанализированы обширные накопившиеся в литературе и оригинальные данные по изотопии серы в ликвационных сульфиде этих массивов и получены неожиданные результаты. Оказалось, что главная закономерность в изотопном составе серы каплевидных ликвационных выделений сульфидов в магматических породах состоит в обогащении их легким изотопом ^{32}S от тыловых частей ($\delta^{34}\text{S}$ около $+16\text{‰}$) к флангам и фронту (около $+10\text{‰}$) пологолежащих магматических тел. В вертикальных разрезах интрузивов значимых и закономерных изменений изотопного состава серы сульфидов нет (см. рис. 34). Выявленная закономерность находится в очевидном противоречии с предполагавшейся ассимиляцией интрузивами тяжелой серы вмещающих ангидритоносных толщ и, казалось бы, с широким распространением в их эндоконтактах магматического замещения. Усвоение магмой этой серы представлялось особенно вероятной в силу устойчивости в ней ликвационных сульфидов. Однако сульфиды отсутствуют в эндоконтактах интрузивов, где как раз и происходит активная переработка ксенолитов боковых пород. Перевод ангидритовой серы в сульфидное вещество затруднен из-за ее высокой степени окисленности. По образному устному высказыванию Н.С. Горбачева (сотрудника ИЭМ АН СССР), рассматривавшего термодинамические аспекты сульфидообразования в талнахских интрузивах, "с тачкой серы ангидрита в расплав поступает грузовик кислорода". В силу недостаточных восстановительных ресурсов магмы ангидритовая сера ею не усваивается. В магмах Талнаха действует еще и активный процесс очищения эндоконтактовых расплавов от примесных компонентов боковых пород, не входящих при данных условиях в состав магмы, под действием потоков трансмагматических флюидов. Эти флюиды несут более легкую серу, чем та, что содержится в осадочных ангидритах. Под воздействием этих флюидов ангидриты с первичной серой изотопного состава $\delta^{34}\text{S} = +22 - +24\text{‰}$ в контактово-метаморфическом ореоле обогащаются изотопно

легкой серой до состава $+16\%$. Видимо, этот же поток флюидов препятствует загрязнению магмы интрузивов серой вмещающих пород. Более подробно эти процессы рассмотрены в III части настоящей книги.

Приведенный материал указывает на ограниченные возможности усвоения габброидными магмами окисленной серы боковых пород, а также доказывает предполагавшееся ранее очищающее действие трансмагматических флюидов на эндоконтактные фации интрузивов. Он предостерегает от упрощенного подхода к проблеме заимствования магмами вещества боковых пород, которое возможно при замедленном токе трансмагматических флюидов.

Окислительно-восстановительные взаимодействия магмы с вмещающими толщами, проявляющиеся в значительных объемах лишь в интрузивах с активными потоками трансмагматических флюидов, играют большую роль как в размещении акцессорной рудной минерализации внутри массивов, используемой при оценке их потенциальной рудоносности, так и в возникновении элементного разнообразия оруденения. Вместе с тем это сокращает возможность образования на магматическом этапе минералов восстановительной обстановки (большинства сульфидов) в экзо- и эндоконтактных зонах незастывших магматических тел. Об этом будет сказано ниже.

Таким образом, можно констатировать, что при магматическом заимствовании несомненно происходит заимствование части вещества боковых пород. Однако этот процесс проявляется неравномерно в отношении разных компонентов, и зависит от физико-химических условий в магме и активности потоков трансмагматических флюидов. Настоятельна необходимость разработки методов фиксации такого заимствования, оценочных критериев масштабов таких процессов в магматических массивах. Из приведенных материалов ясно, для этого могут быть использованы изотопный состав кислорода и стронция. Вместе с тем в силу приконтактных особенностей изменения состояния магматических флюидопотоков усвоение магмой вещества боковых пород происходит неодинаково для разных элементов и представляет интересную петрологическую проблему.

ПРОЦЕССЫ МЕТАМАГМАТИЗМА И ИХ ТИПИЗАЦИЯ

Прохождение флюидов через магматические тела вызывает не только метасоматоз вмещающих пород, но и изменение самой магмы, т.е. явление метамагматизма. Метамагматизм — это новый класс магматических процессов, впервые выделенный Д.С. Коржинским в 1973 г. [51]. Сущность метамагматизма состоит в нарушении равновесия флюид—магма вследствие изменения температуры, давления, окисления веществом коры и кислотно-основного взаимодействия флюидно-магматических систем с боковыми породами. Стремление к новому равновесию приводит к перераспределению химических компонентов между флюидом и магмой и к изменению состава исходных расплавов. Внимание Д.С. Коржинского было сосредоточено лишь на одном типе метамагматических процессов — метамагматической дегазации, вызываемой снижением температуры флюидно-магматической системы, например, в приконтактных

частях массивов. При этом происходит повышение кислотности флюидов, что ведет к расширению полей кристаллизации кислотофильных минералов из магмы (изменению ее котектик и эвтектик) и экстрагированию флюидопотоками фемических компонентов и оснований магматических расплавов. Но еще раньше [49] им был выделен и другой тип метамагматических процессов — кислотно-основное взаимодействие магмы с боковыми породами отличающейся основности. Этими двумя типами не ограничивается все разнообразие метамагматических процессов.

Очевидно, в вертикально протяженных магматических колоннах большие перепады давления будут сопровождаться значительными изменениями состава свободной флюидной фазы магматической системы прежде всего в силу различия в изменениях в зависимости от давления растворимости в магмах разных легко летучих компонентов. Зависимость эта сложная и в значительной степени определяется соотношением летучих в первичном магматическом очаге. К примеру, если в мантийном очаге вода существенно преобладает над углекислым газом, то хотя растворимость последнего в алюмосиликатных расплавах уменьшается с понижением давления сильнее, чем воды, но в силу изначального преобладания содержание воды во флюидной фазе может возрастать вверх по магматической колонне. Изменение соотношений окисных и восстановленных форм углерода и водорода в свободной флюидной фазе на разных уровнях магматической колонны, как показали расчеты А.А. Кадика [35], будет кардинально различаться в зависимости от присутствия или отсутствия в магме буферизирующего самородного углерода. Не меньшее влияние на состав свободных флюидов магматической системы должна оказывать интенсивность взаимодействия глубинных магм с окисленным веществом коры, которая, возможно, является главным фактором неограниченного разнообразия состава природных магм. И.М. Волохов [11] придавал большое значение режиму изоляции магматических систем с трансмагматическими флюидопотоками и потери ими водорода диссоциирующей водной фазы. Все перечисленные факторы решительным образом влияют на состав свободной флюидной фазы магматических систем и, следовательно, на распределение как акцессорных, так и породообразующих компонентов между магмой и флюидами. А это ведет к изменению состава магм под воздействием флюидов, что соответствует понятию метамагматизма.

Следует, однако, заметить, что перечисленные типы метамагматических взаимодействий в протяженных магматических системах носят пока вероятностный характер. Петрологам еще предстоит детально проанализировать их распространенность в природе и значение в эволюции магматических формаций и комплексов. Поэтому их детализация преждевременна.

Рассмотрим более определенные процессы метамагматизма, проявляющиеся в обнаженных на поверхности магматических массивах. К настоящему времени выделено [54] три типа таких процессов, различающихся по ведущим физико-химическим факторам минералообразования: метамагматическая дебазификация, окислительно-восстановительные и кислотно-основные флюидно-магматические взаимодействия.

Метамагматическая дебазификация. Этот вид метамагматических процессов вызывается повышением кислотности проходящих через магму трансмагматических флюидопотоков. Рост кислотности флюидов Д.С. Кор-

жинский [53] связывал с их охлаждением. Причину этого просто понять на примере двухфазных паро-водяных растворов, в которых газовая фаза существенно обогащена более летучими кислотами. При охлаждении пар конденсируется и переходит в раствор, что ведет к повышению в нем концентрации кислотных компонентов. Соответственно растворимость в растворах оснований и фемических компонентов должна возрасти. Рост кислотной агрессивности магматических флюидов с понижением температуры был подтвержден экспериментально [56]. Если соотнести этот процесс с магматической системой, промываемой потоком флюидов, охлаждающихся, скажем, в краевых частях магматических тел, то магма этих участков должна претерпевать дебазификацию в результате выноса из нее CaO , MgO , FeO , отчасти Al_2O_3 . Относительное содержание кремнезема в участках дебазификации магмы увеличивается, что при вполне подвижном поведении щелочей и их высокой скорости диффузии из сопредельных участков магматического тела приводит к обогащению продуктов кристаллизации кварцем и щелочными полевыми шпатами. Лейкократизация магм возможна, конечно, лишь в потоках флюидов, выносящих мафические компоненты.

Схематически процесс метамагматической дебазификации магмы можно иллюстрировать следующим образом [54]. На рис. 18 изображено треугольное сечение в трехфазной области общей диаграммы плавкости сложного состава с летучими. Сторона AB изображает солидус магматической системы, сложной лейкократовыми (A) и меланократовыми (B) минералами, $I_1 - I_2$ — ликвидус системы, а вершина F представляет флюидную фазу с растворенными в ней силикатами, содержание и качественный состав которых меняются в зависимости от низкой (Fn_1n_2) или высокой ($Fn_3n_4n_5$) кислотности флюида. В соответствии со сказанным выше в более кислом флюиде больше растворено темноцветных компонентов. Согласно принципу изопотенциальности равновесных флюидной фазы и расплава кристаллизация последнего протекает вдоль конноды, связывающей составы фаз; например, расплав состава e_1 , равновесный с флюидной фазой пониженной кислотности n_1 , закристаллизуется в магматическую породу состава E_1 . Если же в процессе кристаллизации кислотность флюида повысится до состава точки n_4 , то магма, достигшая состава m_1 , продолжит кристаллизацию вдоль новой конноды n_4em_1 и закристаллизуется в породу более лейкократового состава точки E_2 , так как часть меланократовых минералов магмы перераспределится во флюидную фазу. На диаграмме легко проиллюстрировать возрастание степени метамагматической дебазификации расплава прямо пропорционально количеству участвующему в этом процессе кислотного флюида. К примеру, в рассмотренном случае доля кислого флюида относительно магматического расплава была невелика и определялась отрезком конноды m_1E_2 . Если же относительная доля даже менее кислого флюида состава n_5 увеличится до размера отрезка K_1A , то кристаллизация дебазифицированного расплава e_1 закончится образованием лейкократовой состава A породы, лишенной темноцветных минералов.

Рассмотренная схема метамагматической дебазификации отражает лишь одну сторону явления — общее обеднение магмы фемическими компонентами. Но рост кислотности влияет на порядок кристаллизации магма-

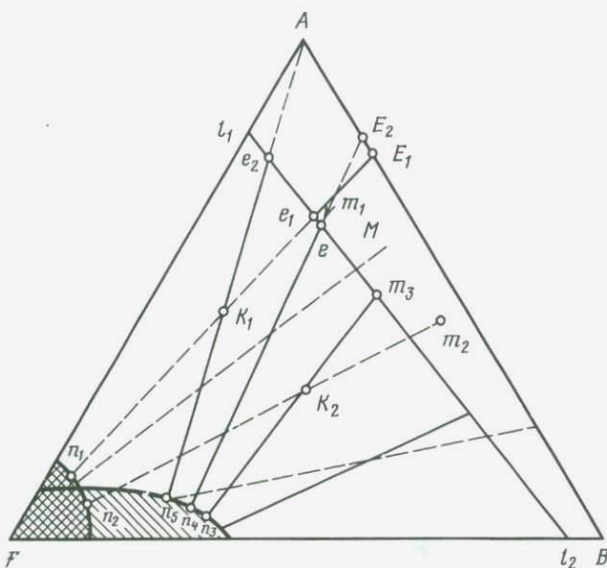


Рис. 18. Схематическая кристаллизационная диаграмма магматических расплавов, равновесных с флюидами разной кислотности, возрастающей от F_1 к F_2 ; составлена на основе диаграммы Д.С. Коржинского [52]; пояснения в тексте
 A – лейкократовые компоненты (минералы); B – меланократовые компоненты (минералы); F – флюид

тических минералов, их состав, состав эвтектики, снижает потенциал кислорода, химическую активность и содержание в магме щелочнофильных аксессуарных компонентов и повышает активность более кислотных компонентов и кислот в целом. Это влияние должно ярко отразиться на геохимических индикаторных парах элементов.

Примером метамагматически дебазифицированных расплавов могут являться аплиты. Обычно их принимают за остаточные эвтектоидные расплавы поздних стадий кристаллизации гранитных магм. Однако аплиты не могут быть таковыми, так как практические не содержат темноцветных минералов, обязательных в составе эвтектики. Хорошо известно, что кристаллизация расплавов сложного состава протекает путем последовательного увеличения числа кристаллизующихся минералов, так что в эвтектике должны кристаллизоваться все виды минералов магматической породы одновременно. Поэтому обычные граниты, близкие к эвтектическому составу, содержат 5–7 об.% темноцветных минералов. Кварц в нормальных гранитах кристаллизуется в числе последних. Однако в аплитах кварц кристаллизуется одним из первых. Это указывает на кристаллизацию аплитовых магм в условиях повышенной кислотности. Поэтому аплиты следует относить к поздним, метамагматически дебазифицированным остаточным расплавам гранитных магм.

Ярким примером метамагматически дебазифицированных нормальных гранитных магм известково-щелочной серии являются литий-фтористые граниты, детально исследованные В.И. Коваленко [38, 116]. Исключительная обогащенность этих магм фтором не может быть объяснена

спецификой корового субстрата, из которого вытекают все или подавляющая часть гранитных магм. Поэтому привнос фтора в обсуждаемые гранитные магмы подкоровыми трансмагматическими флюидами совершенно необходим. Литий-фтористые граниты практически лишены обычных темноцветных минералов, а их приповерхностные аналоги (онгониты) несут отчетливые признаки кристаллизации в особо кислых условиях, что выражается в редком явлении образования топаза на ранних стадиях кристаллизации. Игольчатые кристаллы топаза обнаружены в гранитных стеклах.

На основании тщательного анализа эволюции гранитного магматизма Северо-Западного Прибайкалья В.А. Жариков и С.Н. Гаврикова [17] выделили комплекс аллохтонных интрузивных гранитов, в формировании петро-геохимических черт которого большую роль играл процесс метамагматической дегазации.

Петрологически важный случай метамагматической дегазации описан В.П. Петровым [92] в плиоценовых долеритовых лавах Армении. Эти наблюдения проливают свет на малоисследованные, но широко распространенные в лавах пористые трубчатые образования. В относительно молодых, хорошо сохранившихся пузыристых лавах нередко встречаются субвертикальные трубообразные структуры, сложенные породами с более крупными (в несколько раз) порами и на первый взгляд со значительно большим объемом пор по сравнению с окружающими лавами. Подобные образования известны и в древних, например, юрских лавах, но сохранность их там плохая. Трубчатые тела преимущественно изометричны в поперечных сечениях диаметром 10–20 см и иногда ветвятся по восстанию. Встречаются и горизонтально ориентированные пористые цилиндры. Эти образования специально нами не изучались, при обсуждении их генетического значения мы опирались на краткую, но информативную работу В.П. Петрова [92], исследовавшего такие трубы в пористых плиоценовых лавах Армении. Базальтовые лавы хорошо раскристаллизованы и представлены долеритовой разновидностью. Для представительности заключений исследовались образования двух лавовых потоков из центров излияний, отстоящих друг от друга на 200 км.

Генезис труб трактуется однозначно. Как и В.П. Петров, мы считаем, что образовались они на месте или в результате подъема в лавах скоплений или струй газовых пузырей. На это указывают преимущественно вертикальная ориентировка труб, варьирующая степень контрастности между породами труб и вмещающих лав по текстуре и близость их по цвету. Последнее свидетельствует о сходстве качественного минерального состава пород. По наблюдениям В.П. Петрова, породы труб богаче на 15–20% пироксеном и на 4–10% суммой ильменита с магнетитом, но обеднены на 12% плагиоклазом и на 10% оливином. При этом плагиоклаз обогащается альбитовой составляющей. Источником газовых струй В.П. Петров считает воду ложа вулканических потоков, но специальных исследований по этому вопросу им не проводилось. Однако равномерная распространенность труб по площади лавовых потоков свидетельствует, скорее всего, об образовании скоплений газовых пузырей, способных всплывать из летучих пористых лав. Это не исключает водного состава и корового источника всех или части этих летучих, хотя и не опровергает их мантийного проис-

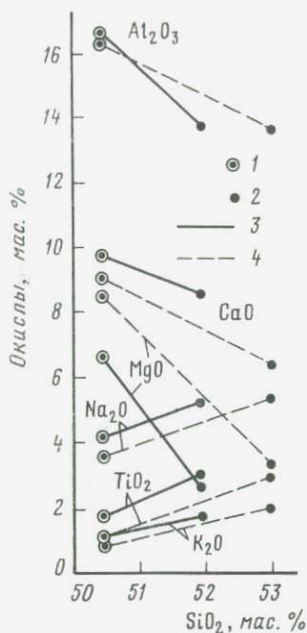


Рис. 19. Диаграмма изменения содержания компонентов при переходе от сплошной лавы к каналам движения газовых пузырей по В.П. Петрову [92] 1 — сплошные лавы; 2 — породы газовых трубок; 3—4 — корреляционные линии лавовых потоков: 3 — джарвежского, 4 — болнисского

хождения. Впрочем, эти неясности не влияют на нижеследующие выводы. Для целей данного раздела важен факт несомненного образования пород, слагающих трубы, в результате прохождения через лавы и взаимодействия с ними струй магматических газов. Трубчатые образования являются доказательным примером и природной моделью метаматматических процессов.

Рассмотрим главные генетические особенности трубчатых образований. Трубообразная, а не трещинная форма тел, и их преобладающая вертикальная ориентировка вместе с увеличенным на порядок размером пустот пузырьчатой формы свидетельствуют, что тела образовались в местах прохождения скоплений газовых пузырей через жидкую магму. Это подтверждается магматическим обликом микроструктур пород, слагающих трубчатые тела.

Такие же структуры имеют окружающие пористые лавы. Выход кристалликов плагиоклаза и пироксена в поры той и другой породы свидетельствует о существовании газовых пузырей в еще жидкой магме. Отсутствие в породах субсолидных минеральных новообразований доказывает, что формирование труб не связано с послемагматическими процессами.

Трубчатые тела представляют уникальную возможность оценить химическую направленность процессов метаматматизма, т.е. изменения состава магмы в результате реакции с проходящей через нее флюидной фазой. Сравнение состава одинаковых по массе образцов пород из трубок и вмещающих лав двух потоков продемонстрировало яркую химическую выразительность явления и единообразие процесса (Таблица VIII, 2, рис. 19). В участках прохождения флюидов и, очевидно, за счет обмена с ними компонентами магма обедняется Al_2O_3 примерно на 2,5–3 мас. % (~18% относительно исходного количества), MgO ~4–5 (~51–56), CaO ~1–2,5 (~12–30) и одновременно обогащается SiO_2 примерно на 1,5–2,7 мас. % (~3–5%), TiO_2 ~1,7 (~90–180), Fe_2O_3 ~1,5 (~40), Na_2O ~0,5–0,8 (~8–13), FeO ~1–1,6 (~25–50), K_2O на ~1,1 (~100–160), P_2O_5 ~0,2–0,6 мас. % (~200–450).

С позиций развиваемой нами концепции метаматматизма рассмотренный процесс родствен дегазации с характерным выносом оснований (MgO , CaO) и отложением кислотных компонентов (SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3). Это указывает на повышенную кислотность флюидов, вызывающих метаматматизм, по сравнению с условиями в исходных магмах. Заметный вы-

нос из магм Al_2O_3 может свидетельствовать о кислом характере флюидов, так как глинозем хорошо растворяется только в кислых и щелочных растворах и плохо в нейтральных. Рост содержания щелочей в долеритах труб не противоречит повышенной кислотности процессов метамагматизма. В теории открытых геологических систем Д.С. Коржинского содержание в магматических породах щелочей, как вполне подвижных компонентов, в общем случае определяется изоморфной емкостью породообразующих минералов и их количественными соотношениями, зависящими от содержания в расплавах инертных компонентов — SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $(Mg, Fe)O$. Перераспределение CaO из салической части расплава в увеличивающую мафическую (пироксен), увеличение кремнекислотности расплава и снижение его глиноземистости привело к такому соотношению содержаний $Ca : Al : Si$ в салической части магмы, которое определило кристаллизацию из нее более щелочного плагиоклаза. Вполне подвижный натрий связывался в породе соответственно количеству и составу полевого шпата, изоморфно ассимилировавшему и калий.

Другой важный аспект метамагматизма выявился при сравнении пористости пузырчатых лав и долеритов трубок. Измеренный процент пористости сравниваемых пород оказался близким; максимальное превышение пористости пород из трубок меньше 2%. Эти данные опровергают априори предполагавшееся повышенное газо содержание магматических пород, кристаллизовавшихся в каналах подъема газовых струй. Следовательно, газонасыщенность магматических пород не может использоваться в качестве надежного критерия интенсивности проработки магм трансмагматическими флюидами.

В.П. Петров высказывает предположение о проявлении процессов, аналогичных описанным, которые мы называем метамагматическими, в застывших в глубине магматических телах. Уместно напомнить, что автор настоящей работы много лет развивает подобные представления в рамках гипотезы трансмагматических флюидов. К уже известным сведениям и признакам метамагматических процессов исследования В.П. Петрова добавляют отсутствие различий в газонаполненности магматических пород, в разной степени проработанных трансмагматическими флюидами. Этот вывод делает более обоснованным предположение о формировании массивов так называемого сложного типа в результате неравномерной проработки магматических масс струями флюидов [25, 54]. К такому типу относят интрузивы, сложенные несколькими магматическими фазами, не выходящими за контуры единого массива. В трактовке генезиса этих массивов наибольшие затруднения вызывает отсутствие закалочных фаций и метаморфических воздействий одних фаз на другие. Нами эти факты рассматривались как косвенные свидетельства метамагматического происхождения меньших по объему магматических фаз массивов.

Подобные описанным В.П.Петровым в лавах Армении химические изменения установлены А.П. Пономаревой [95] во многих массивах гранитов повышенной щелочнометалльности. Их приконтактные фации и наиболее поздние фазовые дифференциаты имеют лейкократовый облик. От главных фаз и фаций интрузивов они отличаются пониженным содержанием Al_2O_3 (на 4 мас.%), TiO_2 (на 0,3), суммы окислов Fe (на 1,3), K_2O

(на 1,5), CaO (на 1,4), но существенно обогащены SiO₂ (до 10%). Вынос фемических компонентов и оснований при формировании лейкократовых гранитных магм и особенно глинозема указывает не только на относительную, но и на абсолютную высокую кислотность образующих их сквозьмагматических флюидов в силу вполне подвижного поведения этих компонентов. Их связывание в минералы и, следовательно, содержание в магматической породе определяется соотношением термодинамически инертных кремнезема и глинозема, которое в этом процессе меняется в пользу увеличения доли щелочных полевых шпатов.

Окислительно-восстановительные взаимодействия. Магматическое замещение коровых пород, обогащенных кислородом по сравнению с мантийными глубинными магмами, должно приводить к росту окислительного потенциала от центральных частей магматических тел к их эндоконтактовым фациям. Такая закономерность была выявлена [24] в габброидных интрузивах Талнаха и Норильска, породы которых содержат обильную ликвационно-магматическую каплевидную сульфидную вкрапленность. В этих субгоризонтальных интрузивах мощностью 100–300 м содержание серы в сульфидах железа и меди увеличивается от центральных и тыловых частей магматических тел к их фронтальной части, к верхнему и нижнему эндоконтактам (см. рис. 34). В этих направлениях в ликвационных сульфидных каплях ассоциации троилита и талнахита с мойхукитом (бедными серой аналогами халькопирита) сменяются вначале ассоциациями с гексагональным, а затем и моноклинным, предельно сернистым пирротинном. В парагенезисе с последним находится обычный халькопирит. Так как эндоконтактовые фации магматических тел вообще не содержат сульфиды и избыточное железо пород связано в магнетит, то описанное изменение содержания серы в сульфидах не может зависеть от ее концентрации в магме. Это явление невозможно объяснить изменением температуры в магматическом теле, так как состав магматических пород, вмещающих разные сульфидные ассоциации, одинаков. Следовательно, главным фактором формирования рассмотренной сульфидной зональности являлся химический потенциал кислорода, увеличивавшийся к контактовым и фронтальным частям массивов. Такое изменение кислородного потенциала вызвано обогащением приконтактовых частей магмы кислородом вмещающих пород при магматическом замещении. Обильные апофизы в контактах Талнахских интрузивов (см. рис. 27) образованы путем магматического замещения.

Надо заметить, что талнахские интрузивы проявляют редкое разнообразие признаков участия в их формировании потоков трансмагматических флюидов. Наиболее ярким признаком представляется фракционирование изотопов серы в магматических телах, выраженное в значительном обогащении магматических сульфидов головных частей интрузивов легким изотопом ³²S по сравнению с сульфидами прикорневых частей массивов. Это явление объяснимо лишь преобладающим движением флюидов, обогащенных легким изотопом серы относительно сульфидов, из тыловых частей интрузивов к их фронтальным частям. Необычно высокий восстановительный потенциал в талнахских интрузивах (в них найдены карбиды кремния, вольфрама и самородное железо) свидетельствует о мантийном источнике трансмагматических флюидов.

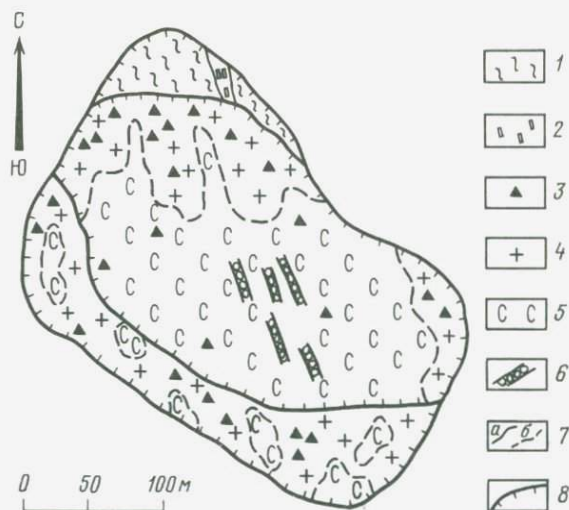


Рис. 20. Геологическая схема карьера № 1 пос. Железевое, обнажающего кордиеритовые гранитоиды

1 — биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; 2 — кристаллические сланцы основного состава и мраморы; 3 — ксенолиты гнейсов и сланцев; 4 — биотитовые и гранат-биотитовые гранитоиды; 5 — кордиерит-гранатовые гранитоиды; 6 — прослои и линзы (вне масштаба) существенно кордиеритовых лейкократовых гранитов; 7 — геологические границы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; 8 — границы карьера и уступов

Примером гранитных массивов с потоком трансмагматических флюидов и обогащением кислородом коры эндоконтактных фаций является комплекс жезелевских или чудново-бердичевских гранитоидов Украинского кристаллического щита. Массив комплекса, вскрытый у пос. Железевое, имеет зональное строение. В эндоконтакте массива развиты преимущественно биотитовые, редко гранат-биотитовые разновидности гранитоидов. Центральные части массива сложены кордиеритовыми гранитами. Кордиерит распределен неравномерно, скапливаясь в более крупнозернистых и лейкократовых, обогащенных кварцем гранитах, слагающих полосы и линзы мощностью 0,2–0,5 м. Кроме кордиерита, в качестве темноцветных минералов присутствуют биотит и гранат. В кордиерит-гранатовых разновидностях пород биотит развивается с замещением обоих минералов, по-видимому, на позднемагматическом этапе. Примечательно уменьшение содержания кордиерита в участках массива с ксенолитами вмещающих пород и его полное отсутствие в приконтактных фациях (рис. 20).

Механизм образования кордиеритовых гранитов, встречающихся в различных регионах мира, остается загадочным. Многие петрологи считают кордиерит ксеногенным минералом, заимствованным из кордиеритовых гнейсов или реситов при анатектическом вышлавлении гранитов. Однако характерное присутствие кордиерита лишь в некоторых инъекционных фазах гранитных массивов и одинаковое с другими темноцветными минералами положение кордиерита в микроструктурах изверженных пород указывают на кристаллизацию его из магмы. Кордиерит в гранитах кристаллизуется одним из последних и часто заключен в зернах кварца (рис. 21).

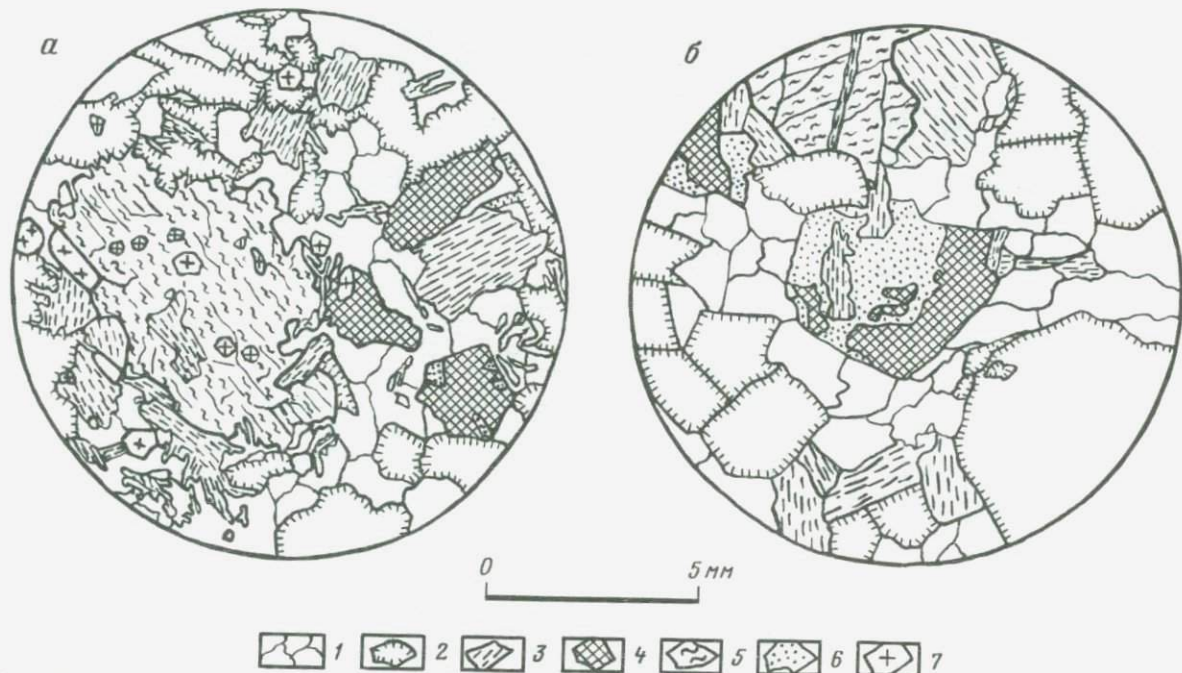


Рис. 21. Микроструктуры кордиеритовых гранитов далредского (а) и железевского (б) комплексов
 1 — кварц; 2 — полевой шпат; 3 — биотит; 4 — кордиерит; 5 — гранат; 6 — сесрецит, мусковит; 7 — апатит

Повышенные активности калия и H_2O , конечно, сокращают поля устойчивости кордиерита и граната и расширяют устойчивость биотита в магмах. Однако кордиерит присутствует в гранитах совместно с биотитом и калишпатом. Одна высокая глиноземистость сама по себе недостаточна для образования кордиерита в гранитах. Имеются и безкордиеритовые высокоглиноземистые граниты, например мусковитовые. Рассмотрение конкретных реакций биотитизации гранат-кордиеритовой ассоциации (рис. 22) при инертном поведении CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 показывает, что на устойчивость кордиерита с гранатом вместо биотита, кроме отмеченных факторов, должны влиять снижение кислородного потенциала и увеличение количества кварца.

На восстановительную обстановку в кордиеритовых гранитах указывает отсутствие в них окислов железа [10]. Данные В.В. Ляховича [71] по украинским кордиеритовым гранитам свидетельствуют о присутствии в породах пирротина вместо магнетита. В чудново-бердичевских гранитах Украины восстановительные условия создавались в удаленных от контактов частях массивов, где кордиерит концентрируется в относительно лейкократовых и обогащенных кварцем полосах и линзах. Эти части массива оказались наиболее проработанными струями восстановительных и поэтому, вероятней всего, мантийных флюидов. Эндоконтактовые фации массива обогащались кислородом боковых коровых пород в результате захвата их ксенолитов и магматического замещения. Поэтому здесь гранат-кордиеритовый парагенезис сменяется биотитом. Постоянное корродирование граната и кордиерита биотитом свидетельствует о росте потенциала кислорода к концу кристаллизации за счет общего понижения температуры системы или поступления в магматическую систему окисленных растворов боковых пород.

По условиям окислительно-восстановительных процессов массивы кордиеритовых гранитов Украины идентичны с габброидными интрузивами Талнаха. Это свидетельствует о возможно широком проявлении подобных процессов в магматических массивах. Оба примера подтверждают существование потоков трансмагматических флюидов, восстановительный характер которых, по всей вероятности, определялся их мантийным происхождением.

Кислотно-основное взаимодействие. Согласно принципу взаимодействия оснований [49] добавление сильного основного или кислотного компонента в гомогенную систему вызывает изменение коэффициентов активностей всех других компонентов и более значительное изменение сильных кислот и оснований. Активности оснований растут при добавлении основного компонента, тогда как активности кислот при этом уменьшаются. Обратное действие вызывает добавление кислотного компонента.

В магматических процессах обсуждаемое явление выразительно проявлено в контактах магм с вмещающими породами, заметно отличающимися по основности от магм. Лучше всего эти процессы изучены в контактах кислых магматических тел с боковыми породами повышенной основности, например доломитами, базитами и т.п. В контакте с ними магматические породы часто оказываются по парагенетическим ассоциациям более щелочными, чем породы внутренних частей массивов. При этом валовая основность магматических пород может оставаться неизменной и даже

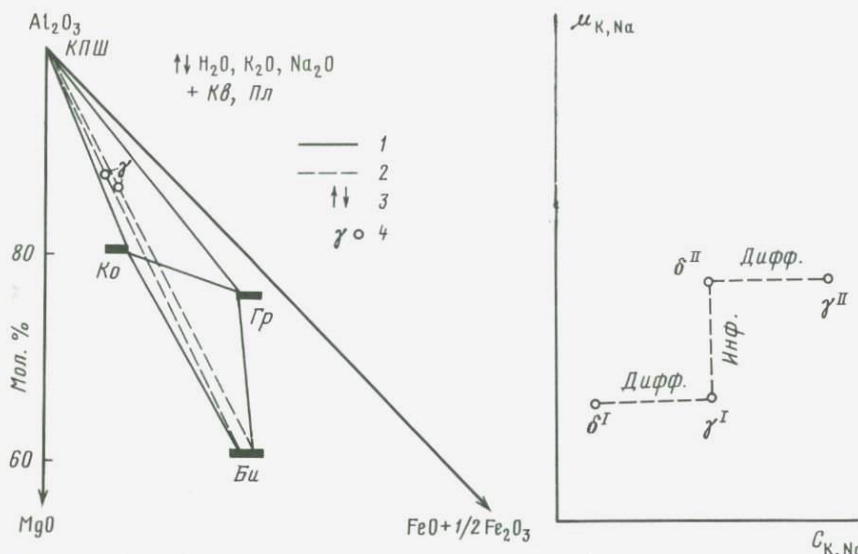


Рис. 22. Минеральные парагенезисы кордиеритовых гранитов, сменяемые парагенезисами биотитовых гранитов

1 — кордиеритовые, 2 — биотитовые граниты; 3 — вполне подвижные компоненты; 4 — составы кордиеритовых гранитов

Рис. 23. Схема соотношения концентраций и химических потенциалов щелочных металлов в контактирующих расплавах разной основности (γ — гранитная и σ — габброидная магмы) по Д.С. Коржинскому [49]

уменьшаться. Геологами неоднократно описывались такие сочетания преобладающей в массиве и приконтактной фации: гранит—граносиенит, граносиенит—субщелочной пироксеновый гранит, гранодиорит—сиенит, сиенит—нефелиновый сиенит и даже гранит—сиенит—нефелиновый сиенит. Уместно напомнить об указаниях Р.П. Дели и С.Дж. Шенда на преобладающие в природе случаи появления щелочных пород в связи с карбонатными породами. Однако приконтактное ощелачивание магматических пород иногда не проявлено.

Одной из причин отсутствия ощелачивания могло быть отсутствие трансмагматических флюидов или "сухость" магмы. Щелочные же фации появляются в массивах и именно в тех участках их контактов, где проявлялось магматическое замещение боковых пород. Это указывает на связь процесса ощелачивания с действием потоков трансмагматических флюидов.

Сущность процесса приконтактного подщелачивания магм удобно рассмотреть с помощью простой диаграммы (рис. 23). На ней изображено ступенчатое увеличение активности щелочей во флюиде с пониженной, как и в магме, щелочностью при вступлении флюидной фазы в боковые породы высокой основности. Рост активности щелочей происходит в результате растворения оснований боковых пород и в соответствии с рассмотренным принципом взаимодействия оснований. При этом кислотность флюида понизится, а связанный с ней потенциал кислорода возрастет. Одним из геологических следствий процесса является формирование во вмещаю-

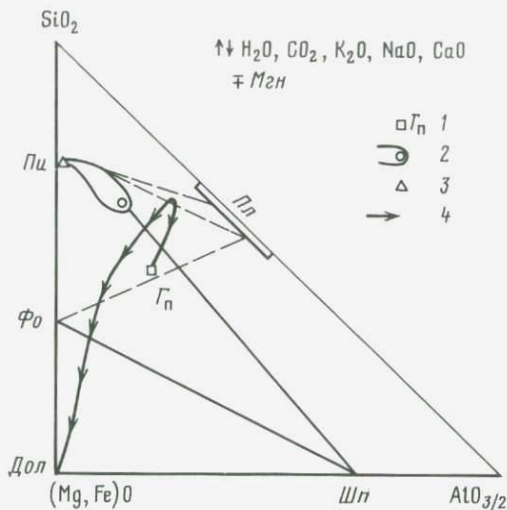


Рис. 24. Диаграмма состав-парагенезис скарнов со шпинель-пироксеновой зоной в контакте с пикритовыми габбро-долеритами
 1 — состав пикритового габбро-долерита; 2—3 — составы клинопироксенов: 2 — скарнов, 3 — габбро-долеритов; 4 — линия, связующая составы зон метасоматической колонки и указывающая направление переноса флюидами алюмосиликатного вещества

сих гранитоиды породах метасоматитов повышенной щелочности, например, чарнокитовых гнейсов в амфиболитах и (или) с повышенным потенциалом кислорода, как в форстеритовых магнезиальных скарнах с магнетитом по доломитам. Магмы, замещающие метасоматиты, наследуют их черты и окажутся более щелочными, чем исходные. Если поток флюидов из магмы не очень интенсивный, то из-за разницы в активностях щелочи могут диффундировать из экзоконтакта в магму, повышая ее щелочность. Такой процесс назван "эффектом отраженной щелочности". Р.А. Дели, справедливо указывая на образование щелочных магм за счет взаимодействия расплавов пониженной щелочности с карбонатными породами, неверно объяснил этот процесс их ассимиляцией магмой. Ассимиляция может привести только к повышению основности, но не щелочности пород.

Проявление диффузионного механизма отраженной щелочности обнаружено нами в участках скарнирования ксенолитов доломитовых мраморов, заключенных в слое пикритовых долеритов рудно-продуктивных интрузивов Талнаха. Как показано в части I книги, под воздействием трансмагматических флюидов мраморы замещаются четко зональными магнезиальными скарнами. В силу оливинсодержащего состава магм в Талнахском рудном узле преобладают скарны, не содержащие шпинель-пироксеновую зону. Как отмечалось, при вполне подвижном поведении CaO в этом процессе указанная зона замещается магмой оливин-плагиоклаз-пироксенового состава. Вопреки преобладающей закономерности скарнирование доломитовых ксенолитов в пикритовой магме протекает с образованием шпинель-фассаитовой зоны. Ее появление обусловлено тем, что в непосредственном контакте со скарном находится не пикри-

товый, а безоливиновый габбро-долерит. На парагенетической диаграмме рис. 24 линия изменения зональности скарнов и пород эндоконтакта имеет петлеобразный изгиб, приходящийся на безоливиновые долериты эндоконтакта. Долериты обогащены SiO_2 и Al_2O_3 и обеднены MgO по сравнению с материнскими пикритовыми габбро-долеритами. Вероятно, образование малоомощной (5 см) зонки безоливиновых расплавов связано с диффузионным оттоком щелочей (прежде всего Na_2O) из более основной скарновой среды обратно в расплав. В связи с возрастанием в нем химической активности Na_2O поле поглощающего этот элемент плагиоклаза должно расширяться, что и ведет к формированию обогащенной им магматической породы. Интересно, что при этом расширяется и поле кристаллизации пироксена, возможно, в силу незначительного вхождения в него натрия. Оливиновый компонент, который должен накапливаться в эвтектике, видимо, удаляется в экзоконтакт потоком трансмагматических флюидов. Кристаллизующиеся в зоне ошелачивания котектические минералы играют роль осадителей SiO_2 и Al_2O_3 , привносимых флюидами из более глубоких уровней магматических тел. Предложенная интерпретация котектической природы пород зоны ошелачивания магмы может быть встречена критически петрологами, которые считают, что природные расплавы близки к эвтектикам. Проблема заслуживает дальнейшей разработки.

Рассмотренный случай кислотно-основного метаматматического взаимодействия с проявлением механизма отраженной щелочности поднимает новые вопросы. Необходима оценка масштабов действия этого механизма в магматических массивах и его роли в образовании геологически значимых объемов щелочных магм. Нам представляется, что, поскольку в основе процесса лежит диффузионный механизм движения щелочей навстречу выходящему из магмы потоку флюидов, его действие за геологически разумное время должно быть ограничено первыми метрами. Обычно зоны ошелачивания магм не превышают одного метра. Это подтверждается наблюдениями А.П. Пономаревой [116, с. 76–89], изучавшей контакты многочисленных гранитоидных и сиенитоидных массивов Казахстана, Узбекистана, Алтая, Урала. Из сказанного следует, что рассмотренный способ образования магм повышенной щелочнометалльности не может приводить к формированию их значительных объемов. Образованные таким путем расплавы, по-видимому, характерны для краевых фаций интрузивов, залегающих в толщах основного состава. Видимо, они могут также образовывать апофизарные ответвления массивов и ограниченное количество небольших дайковых тел.

Формирование крупных объемов магм повышенной и высокой щелочнометалльности при участии метаматматических процессов возможно в процессе магматического замещения толщ основного состава и их частичного плавления. Так, при обсуждении фенитизации (рисчорритизации) ийолитов в контактах нефелинсиенитовых магм Хибинского плутона уже демонстрировались подобные явления. Напомним, что при инфильтрации трансмагматических флюидов в высокоосновную среду ийолитов происходило реакционное повышение щелочности среды до необычайно высокой активности K_2O . При частичном плавлении метасоматитов возникают отвечающие этим условиям эвтектоидные расплавы, существенно обога-

щенные нефелином. Калищпат в них является котектической фазой. Прогрессивное плавление в этих условиях направлено на образование магм высокой калиевой щелочности, отличающихся от материнских агапитовых, нефелинсиенитовых магм хибинитового и льявочоррит-фойяитового комплексов Хибинского плутона. Фенитизация и частичное плавление кремнекислых гнейсов в контакте хибинитов происходило, как было показано, в условиях высокой активности Na_2O и завершалось образованием агапитовых расплавов магматического замещения.

Сходные механизмы, видимо, действуют при гранитизации чарнокитовых комплексов. Д.С. Коржинским (1962 г.) было высказано предположение о формировании чарнокитовых парагенезисов, устойчивых при высоком химическом потенциале K_2O , в результате гранитизации высокоосновных базитовых толщ. Этим же условиям должны соответствовать и эвтектоидные расплавы частичного плавления, представленные лейкосомами мигматитов. Очевидно, эвтектоидные расплавы будут обогащены кварцем и другими бескальциевыми и низкокальциевыми минералами (основным плагиоклазом, гиперстеном, кордиеритом, гранатом, клинопироксеном). Нетрудно заметить, что эти минералы типичны для эндербитов лейкосом, чрезвычайно характерных для мигматитов чарнокитовых комплексов.

Таким образом, гипотеза метамагматизма Д.С. Коржинского может быть успешно применена для понимания ряда сложных и еще необъясненных проявлений магматизма. Выше рассмотрены лишь некоторые из них. Дальнейшее развитие гипотезы представляется полезным в разработке теории магнообразования.

ДЕЙСТВИЯ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ НА ЭТАПЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ

Рассмотренные выше процессы и их результаты могут использоваться в качестве признаков потоков трансмагматических, мантийных флюидов. Однако опыта их широкого распознавания еще не накоплено, что затрудняет понимание и описание природных объектов с трансмагматическими флюидами. Существует возможность разработки более простых критериев, основанных на принципе смещения котектических линий и эвтектик от влияния интенсивных параметров, в том числе от физико-химических свойств флюидов. Например, рост общего давления до 5 кбар в сухой обстановке приводит к сокращению области реакционных соотношений оливина с известково-щелочным базальтовым расплавом. Рост давления воды стабилизирует оливин в магме до более высоких давлений. Добавка в систему CO_2 действует противоположно воде, а добавки ортоклазового и альбитового компонентов оказывают такое же влияние, как и вода. Можно ожидать, что добавка K_2O и Na_2O во флюидно-магматическую систему повысит растворимость во флюиде кремнекислоты и соответственно расширит поле кристаллизации оливина из расплава.

Рассмотрим взаимодействие флюидов, магмы и выделяющихся из нее кристаллов. Если флюид попадает в магматическую камеру или в определенную часть ее, где ранее началась уже кристаллизация в обстановке, недосыщенной флюидом, то ввиду различия положений и сочетаний

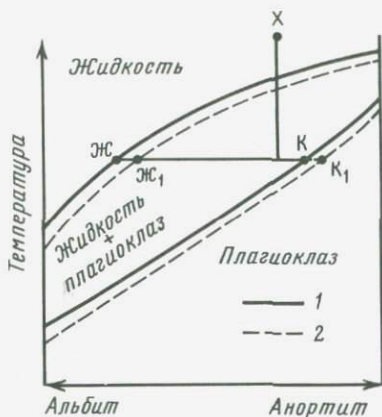


Рис. 25. Схема смещения ликвидуса и солидуса плагиноклазовой системы (1) с ростом кислотности (2) насыщающих ее флюидов. Пояснения в тексте

полей кристаллизации в "сухой" и насыщенной флюидом системах ранее выделившиеся из магмы кристаллы должны реагировать с материнским расплавом. При этом некоторые минералы могут растворяться, инконгруэнтно шлавиться, другие более интенсивно кристаллизоваться с возможным изменением химического состава.

Важными факторами изменений полей кристаллизации магмы являются кислотность, окислительный потенциал, фугитивность кислорода, серы, фтора и других летучих в равновесных с магмой флюидах. Изменение этих параметров во флюидах приводит к изменению в соотношениях и составе кристаллизующихся из магмы фаз.

На основе этих взаимодействий мы предлагаем на обсуждение метод фиксации путей движения трансмагматических флюидов через магматические камеры. В каналах прохождения флюидов условия кристаллизации исходных магм изменятся, что выразится в смещении равновесий и соответствующих реакций между магмой и ранее выделившимися кристаллами.

В качестве простейшего примера рассмотрим изменение хода кристаллизации плагиноклазов в магме лейкократовых плагингранитов при возрастании кислотности присутствующих в системе флюидов. Такой процесс происходит при метамагматической деазафикации охлажденных магм в эндоконтактных фациях массивов. Так как кварц является более кислотофильным минералом, чем плагиноклаз, то с ростом кислотности флюидов поле кристаллизации кварца должно расширяться, а температура кристаллизации плагиноклазов несколько понизится (рис. 25), соответственно поле кристаллизации плагиноклазов сместится на диаграмме вправо (пунктирные линии). Предположим, что состав магмы характеризуется точкой X. Тогда при температуре T_1 магма будет представлена жидкостью состава Ж и равновесными с ней кристаллами плагиноклаза состава К. Если в этот момент кислотность флюидов и во всей системе возрастет, то диаграмма приобретает вид, обозначенный пунктиром. В новых условиях плагиноклазы состава К окажутся неустойчивыми, станут расплавляться и растворяться в магме, приобретая более анортитовый состав K_1 . При этом образуется небольшое количество расплава $Ж_1$, смешивающегося с жидкостью. При отсутствии полного равновесия между расплавом и центральными частями ранее выделившихся кристаллов, что вполне вероятно из-за малой скорости диффузии A_1 в плагиноклазах и возможного бронирования оболочками более основных плагиноклазов, образуются кристаллы с обратной зональностью. При учете бронирования цент-

ральных частей ранее выделившихся кристаллов плагиоклаза количество образующейся при этом жидкости окажется меньше теоретического. Эти осложнения на диаграмме не отражены.

На рис. 25 разобран случай образования кристаллов плагиоклаза с внешними зонами, обогащенными анортитовой молекулой по сравнению с более кислыми внутренними. Такие случаи обычны в гранитах, но встречаются лишь в отдельных участках единого массива. Многие считают, что возникновение в плагиоклазах обратной зональности обусловлено ксеногенной природой внутренних частей плагиоклазов или разогревом магм вновь внедрившейся порцией горячих расплавов. Однако локальный характер этих явлений в массивах логичнее связать со струйчатым строением потока трансмагматических флюидов, которые мало влияют на валовый состав породы.

Обсуждаемые явления представляют большой петрологический интерес ввиду широкого распространения в магматических породах минералов, частично координированных магмой, ритмично зональных или окруженных оболочками других минералов. Предполагаем, что такие процессы могли вызвать образование некоторых типов магматических пород с орбикулярными структурами, особенно в случаях с ритмично-зональными овоидами. Но этот вопрос требует специального обсуждения. Заметим лишь, что неравномерность проявления таких текстур в магматических телах и отсутствие их связи с составом пород легко объясняется флюидно-магматическим взаимодействием. В рамках распространенных петрологических концепций эти образования чаще всего не получают удовлетворительного объяснения. Исследование влияния флюидов на кристаллизацию магм позволит разработать систему петрографических признаков каналов движения трансмагматических флюидов в магматических камерах.

ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ
В ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИМЕСТО ГИПОТЕЗЫ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ
В ПРОБЛЕМАХ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Среди обширной группы эндогенных месторождений выделяется несколько типов, связь которых с магматизмом не вызывает сомнений. К ним относятся собственно магматические, а также сравнительно высокотемпературные грейзеновые, скарновые, редкометалльные, колчеданные и ряд кварцево-жильных месторождений, а также молибдено-медно-порфировые. Генетическая связь перечисленных месторождений с магматизмом устанавливается по тесной пространственной их ассоциации с магматическими телами, высокотемпературному характеру руд и околорудных метасоматитов, строгой связи таких месторождений или некоторых типов руд с определенными магматическими формациями.

Вместе с тем традиционные представления о природе связи таких месторождений с магматическими телами натолкнулись на ряд затруднений. Ранее представлялось несомненным, что полезные металлы описываемых месторождений привносятся непосредственно магмами, образующими интрузивы или вулканические массы в рудных полях. Считалось, что полезные компоненты выносятся из магм остаточными флюидами, накапливающимися при кристаллизации расплавов, или экстрагируются из магм и закристаллизовавшихся магматических тел растворами, поступающими из вмещающих пород. Из чего неизбежно должно следовать предположение, что для формирования крупных рудных залежей необходимы магмы с повышенной концентрацией полезных компонентов и значительные объемы магматических тел. Однако практикой не подтвердилось ни одно из предложений. На многих, если не на большинстве, крупных месторождениях объемы магматических тел невелики. Многолетние исследования акцессорного состава и геохимических особенностей продуктивных на руду магматических образований не показали обязательного обогащения первичных расплавов полезными компонентами [71, 114].

Эти затруднения в развитии основной гипотезы генезиса рассматриваемых месторождений породило иные предположения о природе связи такого оруденения с магматизмом, в том числе и исключают детерминистическую связь между ними. Например, некоторые исследователи считают, что магма лишь подогревает вмещающие толщи, вызывая циркуляцию в ней поровых и выделяющихся конституционных водных растворов, которые и выщелачивают из пород полезные компоненты. В рамках же магматического источника оруденения заслуживает рассмотрения предположение о том, что источником металлов являются магматические массы не конкретных, обнаженных в рудных полях магматических тел, а их глубинные корни, промежуточные очаги. Именно туда переносят процессы экстракции металлов из магм остаточными или заимствованными флюи-

дами. Однако не трудно заметить, что гипотеза промежуточных очагов не устраняет противоречий упрощенной трактовки связи оруденения с магмами и лишь переносит их на глубины, пока недоступные для прямого исследования. Неудачи с доказательством предполагаемого способа мобилизации рудного вещества магм на конкретно исследованных интрузивах порождают обоснованные сомнения в правильности гипотезы промежуточных очагов.

В настоящее время популярной становится трактовка связи оруденения рассматриваемых типов месторождений с магмами как связи, опосредованной мантийными флюидами [25, 54, 114, 122]. Действительно, поскольку источником или инициатором зарождения магм и рудоносных флюидов является мантия, то очевидной становится пространственная и вещественная корреляция оруденений с магматическими образованиями. При этом снимаются главные противоречия предыдущей гипотезы: поскольку металлы привносятся не только и не столько магмой, а и парагенетически связанными с ней мантийными флюидами, то и объем руд не обязательно будет зависеть от масштаба магматизма и содержания полезных компонентов в расплавах.

Предпринятое нами ранее рассмотрение этой гипотезы показало, что и она не лишена противоречий [25]. Действительно, в рамках гипотезы предполагается [87, 114 и др.] некоторая пространственная независимость в перемещении магм и мантийных флюидов. Иногда допускают возможность перемещения мантийных флюидов без проявлений магматизма. В этих положениях кроется внутренняя противоречивость гипотезы. Так, очевидно, что в зонах глубинных разломов, по которым предположительно поднимаются мантийные флюиды, в мантии обязательно должны образоваться расплавы из-за господствующих там высоких температур и снижения давлений в зонах тектонических нарушений. Следовательно, по глубинным разломам подкорового заложения обязательно будут подниматься как мантийные флюиды, так и магмы. Кроме того, пониженная проницаемость кристаллических пород на большой глубине, несомненное распространение в этих условиях пересыщенных растворов должны препятствовать длительному существованию зон трещиноватости. Поэтому дренирование мантии вероятнее всего должно осуществляться через магматические столбы, по которым флюиды могут подниматься как за счет гравитационного механизма, так и конвекции богатых флюидом порций расплавов [36]. И последнее. Общеизвестно, что в мантии господствуют восстановительные условия. Поэтому и мантийные флюиды должны быть восстановительными. При движении через породы земной коры они будут окисляться и терять свои первоначальные свойства и способности к переносу полезных компонентов.

Изложенные соображения привели нас к заключению, что гипотеза об участии мантийных флюидов в рудообразовании должна быть сведена к гипотезе роли трансмагматических флюидов в этой проблеме. Под трансмагматическими флюидами понимаются, по Д.С. Коржинскому, мантийные флюиды, способные тем или иным путем проходить через магмы. Гипотеза о рудообразующих трансмагматических флюидах лишена недостатков предыдущей гипотезы. В частности, магмы, по которым движутся мантийные флюиды, способны предохранить их от окисления коровыми

породами, поскольку с последними реагируют только эндоконтактовые части магматических тел. Кроме того, из-за близости плотностей силикатных расплавов и вмещающих пород земной коры магмы, вероятно, могут сопротивляться тектоническим напряжениям за счет давления вышерасположенного столба жидкости. Тем самым магматические колонны будут способствовать продолжительному дренированию газов мантии.

Идея участия трансмагматических флюидов в рудообразовании уже имеет свою историю, хотя и непродолжительную. Впервые она независимо была высказана Л.С. Бородиным и А.С. Павленко в 1970 г. примерно в форме такого утверждения. Если трансмагматические флюиды существуют (в чем авторы не сомневались), то они не могут быть стерильны и должны участвовать в рудообразовании. В подобной же форме, но в обстоятельной статье эта мысль обсуждалась затем Л.Н. Овчинниковым [87]. Им отмечалось, что в пользу такого представления свидетельствуют огромные количества металлов, выносимых вулканическими газами при извержениях. Л.Н. Овчинников ссылаясь также на более раннюю работу Л.И. Шабынина [118], который показал, что часть магнетита магнезиально-скарновых месторождений образовалась на магматической стадии трансмагматическими флюидами. Таким образом, в работе Л.И. Шабынина впервые доказательно утверждалось участие трансмагматических флюидов в эндогенном рудообразовании. Несколько позже Д.С. Коржинский (1979 г.) предположил участие трансмагматических флюидов в образовании ликвационной сульфидной вкрапленности в базитовых магмах пониженной щелочности в результате их метаматматической дебазификации. Затем А.В. Лапиным (устное сообщение, 1979 г.) было высказано предположение об участии трансмагматических флюидов в формировании редкометальной минерализации в связи с карбонатитовыми массивами, а А.Г. Жабиным с В.С. Гладких [116] сформулировано представление о генезисе некоторых типов колчеданных руд в связи с явлениями метаматматической дифференциации.

Наиболее определенно и обстоятельно участие трансмагматических флюидов в рудообразовании выявилось при изучении Талнахского рудного узла сульфидных медно-никелевых руд трапповой формации [24]. Этому благоприятствовала высокая степень изученности магматических, метасоматических образований и руд Талнахского и сходного с ним Норильского рудного узла. По этим объектам опубликовано более десятка монографий и монографических сборников, а также много статей следующих авторов: В.В. Золотухина, А.В. Тарасова, А.Д. Генкина, А.А. Филимоновой, В.В. Дистлера, В.А. Коваленкера, Д.А. Додина, М.Н. Годлевского, Д.М. Туровцева, В.В. Юдиной, Н.С. Горбачева, М.Ф. Смирнова, Н.Г. Роговер и многие другие.

Изложенные факты легли в основу сформулированной нами более общей гипотезы участия трансмагматических флюидов в формировании как собственно магматических, так и послемагматических месторождений магматогенной природы [25]. Суть этой гипотезы сводится к следующим положениям. Крупные рудные месторождения рассматриваемого типа образуются полезными компонентами, выносимыми из глубин не собственно магмами, а сопровождающими их потоками трансмагматических флюидов, обладающими восстановительным характером. Полезные ком-

поненты, выделяющиеся непосредственно из расплавов при кристаллизации, в количественном отношении не достаточны для формирования крупных рудных концентраций и могут образовывать лишь непромышленную минерализацию. При сравнительной оценке значимости двух источников металлов следует, конечно, иметь в виду, что понятие "месторождение" имеет технологический смысл и по мере снижения бортового содержания полезных компонентов с годами собственно магматический источник металлов будет приобретать все большее практическое значение.

Применение гипотезы трансмагматических флюидов к пониманию генезиса послемагматических месторождений возможно на основании следующего предположения. Температурная эволюция магм, перемещающихся из глубины в верхние горизонты земной коры, определяется запасом тепла расплавов (степенью их перегретости относительно ликвидуса), разогревающим действием трансмагматических восстановительных флюидов (тепло выделяется при окислении флюидов кислородом коровых пород), скоростью отвода тепла от магм во вмещающие породы как за счет теплопроводности, так и с отделяющимися от магм флюидами (при этом имеет значение температура вмещающих пород и их проницаемость). Можно себе представить, что в процессе механического или способом магматического замещения продвижения магм в более холодные верхние горизонты земной коры может наступить такой момент, когда тенденция к кристаллизации возобладаст над разогревающим действием трансмагматических флюидов. В этом случае головная часть протяженной магматической колонны окажется застывшей, в то время как более глубинные ее части, располагающиеся в области более высоких геоизотерм, будут расплавленными и способными проводить поступающие из мантии трансмагматические флюиды. Эти флюиды станут проникать в закристаллизовавшуюся головную часть магматической колонны. Металлы, привносимые флюидами, явятся источником послемагматической по геологическим условиям минерализации.

Из выдвинутой гипотезы вытекает ряд важных в практическом смысле следствий [25, 54]. Геологам хорошо известна сильная фациальная и фазовая дифференцированность продуктивных на руду массивов. Согласно выдвигаемой гипотезе высокая дифференциация магматических массивов обусловлена многообразным действием на эволюцию расплавов трансмагматических флюидов. Эти флюиды подогревают магмы, способствуя более полной гравитационно-кристаллизационной дифференциации расплавов. За счет магматического замещения в таких массивах могут возникать необычные дифференциаты. Флюиды способны вызывать в магмах метаматическую дифференциацию и ликвацию.

Изначальная равновесность трансмагматических флюидов с магмами, а также, возможно, с высокотемпературными субсолидусными продуктами кристаллизующихся расплавов определяют геохимическое сходство массивов со слабым или значительным потоком трансмагматических флюидов. Этим, с нашей точки зрения, объясняется распространенная геохимическая идентичность продуктивных на руду и непродуктивных массивов единого магматического комплекса. В то же время активное действие флюидов может геохимически зафиксироваться в эндоконтактных частях массивов, а также в их экзоконтактах, где происходит взаимо-

действие восстановительных трансмагматических флюидов с окислительной обстановкой коровых пород. С этим мы связываем известное возрастание статистических параметров распределения рудных компонентов в эндоконтактах продуктивных массивов, а также обнаружение вокруг них первичных эманационных ореолов полезных металлов в контактово-метаморфических образованиях (Таусон, 1979 г.).

Неудачные попытки найти в обнаженных на месторождениях массивов магматических пород участки, являвшиеся источником полезных компонентов, мы связываем с равновесностью рудоносных трансмагматических флюидов с еще не охладившимися субсолидусными продуктами кристаллизации магмы. При обычном подходе затруднительно было обнаружить и пути просачивания рудоносных флюидов через магматические тела, в эндоконтактах которых располагаются некоторые типы месторождений, например грейзеновые и редкометалльные онгонитовые и альбитовые. Эти месторождения как бы не имеют корней. Но и многие другие месторождения также выклиниваются на глубину, хотя глубинный источник их рудного вещества несомненен. Такое выклинивание месторождений на глубину, на наш взгляд, следует связывать с неспособностью трансмагматических флюидов отлагать рудное вещество в зонах высоких температур, особенно в среде магматических пород.

Возможность приложения аналогичных представлений для послемагматических месторождений показана А.А. Оболенским [86] на примере ртути. Эта разработка ценна тем, что демонстрирует возможность приложения гипотезы трансмагматических флюидов к низкотемпературным месторождениям, лишь отдаленно связанным с магматизмом.

Гипотеза трансмагматических флюидов альтернативна сходной с ней гипотезе промежуточных очагов, как источников рудных компонентов. Она позволяет обойти затруднения с геохимической и металлогенической специализациями магм, необходимостью больших объемов магматических масс для эндогенных месторождений.

РОЛЬ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЛИКВАЦИОННЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА, БУШВЕЛЬДСКОГО ПЛУТОНА И АВСТРАЛИИ

Руды, представленные рассеянной сульфидной вкрапленностью в небольших графитовых интрузивах Норильского района (на северо-западе Сибирской платформы) и гигантском Бушвельдском плутоне (Южная Африка), известны и исследуются более полувека. Несмотря на различие в размерах сравниваемых магматических тел, в составе и внутреннем строении интрузивов, размерах рудных тел выявлено их значительное сходство в минералогии и текстурных особенностях руд. Приуроченность сульфидной и связанной с ней платиноидной минерализации к магматическим слоям Бушвельдского массива давно и однозначно рассматривается всеми исследователями как результат кристаллизации рудных минералов из капелек сульфидных жидкостей, несмешивающихся с силикатными магмами.

Ликвационный генезис сульфидной вкрапленности в интрузивах Талнаха и Норильска проявлен еще ярче. Увеличение размеров и количества кашле-

видных сульфидных выделений вниз по разрезу интрузивов в их средней части создает впечатление "сульфидного дождя". Оливин, подобно сульфидам, также накапливается книзу и достигает 40–60 об.% в слое пикритовых габбро-долеритов, располагающемся примерно в средней части силлообразных магматических тел. Такое распределение сульфидов и оливина трудно объяснить иначе, чем гравитационным опусканием их в магме. Этому соответствует каплевидная форма выделений сульфидов (Таблица VIII, 3) и особенность их внутреннего строения. Каждая капелька разделена на преимущественно пирротиновую нижнюю часть и халькопиритовую верхнюю, причем поверхность раздела капель почти всегда располагается горизонтально. Над каждой сульфидной кашей имеется "шапочка" водосодержащих минералов: биотита, пренита, которые замещают плагиоклаз и пироксен-салит окружающей магматической породы. В составе "шапочки" обычен гиперстен, иногда присутствует гранат, апатит, ангидрит. Такие особенности строения сульфидных выделений большинство исследователей связывают с кристаллизацией капель сульфидных расплавов, которые, возможно, расслаивались еще на существенно пирротиновую и халькопиритовую жидкости, выделявшие при консолидации летучие компоненты.

Указанные особенности верхней 1/2–2/3 части разреза рудно-продуктивных интрузивов Талнаха и Норильска являются преобладающими и устойчивыми и они многократно описывались Н.Н. Урванцевым, М.Н. Годлевским, В.В. Золотухиным, А.Д. Генкиным, А.В. Тарасовым, А.П. Лихачевым и многими другими. Но распространены и случаи отклонения от таких закономерностей, проявлена конвергентность. В частности, в метасоматических рудах образуются текстуры, сходные с текстурами ликвационных руд, а в последних — микроструктурные признаки субсолидусной перекристаллизации. Некоторые из таких особенностей положены в основу метасоматической концепции образования вкрапленных в магматических породах сульфидных руд. Эта точка зрения рассматривалась во многих работах В.В. Золотухина и сотрудников НПО "Севморгео". Однако с этих позиций невозможно объяснить закономерные изменения содержания сульфидов в магматических телах по вертикали, каплевидные формы сульфидных выделений, устойчиво повторяющиеся от скважины к скважине. Поэтому за обсуждаемым типом руд следует признать ведущим ликвационно-магматическое происхождение.

ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ВКРАПЛЕННЫХ В ИНТРУЗИВАХ ЛИКВАЦИОННЫХ РУД

Определение рассматриваемых ликвационных руд как вкрапленных в магматических породах важно для объектов Норильского района. На них, кроме этих руд, известны метасоматическая сульфидная минерализация, тонко вкрапленная в различного рода метасоматитах и роговиках, а также тела массивных руд, образовавшихся из инъекций сульфидных расплавов, внедрившихся после консолидации силикатных магм [24, 12].

Сторонники магматического образования рассеянной в магматических породах каплевидной сульфидной вкрапленности расходятся в вопросах

об источнике рудного вещества и серы руд, а также времени и места образования каплевидных и более мелких выделений сульфидов.

Вопрос об источнике сульфидного вещества и платиноидов никогда не возникал у исследователей Бушвелда. Большая часть сульфидов этого гигантского плутона сконцентрирована в двух слоях — хромит-пироксеновом слое УГ-2 и Рифе Меренского, мощность которых не превышает 5–9 м при содержании в них сульфидов не более 5 об.%. Местами мощность слоев не превышает 1 м. Учитывая 10-километровую мощность лополита, трудно возражать против предположения о выносе сульфидного вещества из глубины в составе магмы массива, возможно, в истинно растворенной форме и выделении сульфидной фазы при кристаллизации силикатной магмы. Приуроченность сульфидов к ограниченной части разреза массива, а именно к верхней части Критической серии, венчающей сверху нижнюю треть плутона, объясняют смешением на этом уровне двух магм [139]: более лейкократовой габброидной магмы с анортозитовой тенденцией кристаллизации из верхней части камеры плутона, которая была источником серы, и ниже лежащей, более меланократовой ультраосновной магмы, содержащей медь, никель и платиноиды. А.Дж. Налдред с коллегами (1984 г.) считают, что Риф Меренского и другие рядом лежащие сульфидоносные слои образовались из особой или особых порций магмы, поднимавшихся струями (плюмы) в еще не застывшей магме нижних горизонтов массива и оставившихся у подошвы консолидированного, но еще не остывшего тела базитовой магмы. По их мнению, магма, которая образовала рудоносные слои, уже содержала самостоятельную сульфидную жидкость, частично обогащавшуюся платиноидами прорываемой ультраосновной магмы.

Однако в рамках этих новых гипотез не находит объяснения неравномерность распределения платины и палладия по простиранию и разрезам рудоносных слоев. Для объяснения этой особенности некоторые геологи, например Г.А. Кингстон, В.Т. Эл-Досуки [142], привлекают механизм дополнительного обогащения сульфидоносных слоев палладием (палладиевый метасоматоз), который предположительно приносился более низкоплавкой халькопиритовой жидкостью снизу.

Вопрос о форме транспортировки и источнике сульфидного вещества ликвационно-вкрапленных руд норильских и талнахских интрузивов стоит значительно острее. Средневзвешенное содержание сульфидного вещества в интрузивах около 3 мас.%, а с учетом материала массивных руд достигает 8 мас.%. Экспериментально установленная истинная растворимость серы в базит-ультрабазитовых расплавах не превышает 0,3%, что подтверждается ее содержаниями в океанических и островных базальтах. Отсюда А.П. Лихачев [70] делает вывод о транспортировке сульфидного вещества в виде эмульсионной взвеси в силикатной магме. Этому как будто соответствует накопление рудных расплавов в промежуточном очаге, из которого они внедрялись с образованием тел массивных руд.

А.А. Маракушев с коллегами [80] высказали гипотезу о переносе всего сульфидного вещества месторождений (включая массивные руды) силикатными магмами в истинно растворенной форме, что может быть обеспечено обогащенностью магм летучими компонентами (водой, фтором, бором). Эти летучие деполимеризуют силикатный расплав, увеличивая растворимость в нем серы, а с ней и сульфидных элементов. Как показали экспе-

рименты А.А. Маракушева с Н.И. Безменом [77], такую роль эффективного деполимеризатора выполняет и водород. Выделение самостоятельной сульфидной фазы в магме интрузивов норильского типа, по мнению А.А. Маракушева с коллегами [80], происходит в результате охлаждения и потери магмой летучих. Но перед этим еще происходит ликвационное разделение исходной рудно-силикатной магмы на ультрабазитовую часть, в которой сосредоточены летучие и рудные компоненты, и менее "флюидную", обедненную рудной составляющей базитовую магму.

Однако не все закономерности, свойственные ликвационно-вкрапленным рудам Талнаха и Норильска, объяснимы с позиции привноса рудного вещества силикатной магмой. Сульфиды, например, отсутствуют в мелкозернистых приконтактных частях интрузивов, которые традиционно рассматриваются как закаленные порции исходной магмы. Это возражение может быть снято, если авторы соответствующих гипотез признают образование эндоконтактных расплавов этих интрузивов за счет магматического замещения боковых пород, как это доказывается в наших работах [24]. Необъясненными останутся неравномерность распределения сульфидов по простиранию интрузивных тел, закономерное изменение сульфидных ассоциаций, содержания серы в сульфидах, изменение изотопного состава серы в них и соотношений рудных элементов в породах вдоль оси интрузивов от тыла к их фронтальным частям. Эти особенности ликвационно-вкрапленных руд будут охарактеризованы ниже. Здесь отметим, что именно закономерная изменчивость содержания сульфидов и медно-никелевого отношения в рудах давно рассматриваются В.В. Золотухиным в качестве аргумента в пользу участия флюидов (позднемагматического и послемагматического типов) в их формировании. Однако отнесение действия флюидов к периоду завершения кристаллизации горизонта пикритовых долеритов, содержащих обильную каплевидную вкрапленность сульфидов, противоречит их магматической природе.

Таким образом, ряд особенностей ликвационно-вкрапленных руд затруднительно объяснить с позиций привноса всего рудного вещества силикатной магмой, сформировавшей как интрузивы Норильского района, так и Бушвельдский плутон. Представления о некотором перемещении хотя бы части рудного вещества независимыми от силикатных магм и магматических пород самостоятельными легко подвижными субстанциями типа флюидов дают возможность преодолеть эти затруднения.

РОЛЬ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА. ПРИРОДА ФЛЮИДОВ

Вкрапленные в магматических породах руды образовались из скопленной каплевидных выделений сульфидных расплавов, рассеянных в силикатных магмах, эволюция которых должна бы определять главные черты рудных тел. Этому соответствует гравитационное накопление рудного вещества в нижних частях магматических тел. Однако уже на первых этапах разработки руд интрузива Норильск-1 выявились элементы независимости (эпигенетичности) оруденения от внутренней структуры интрузива [105]. Сходные особенности обнаружались в открытом позднее

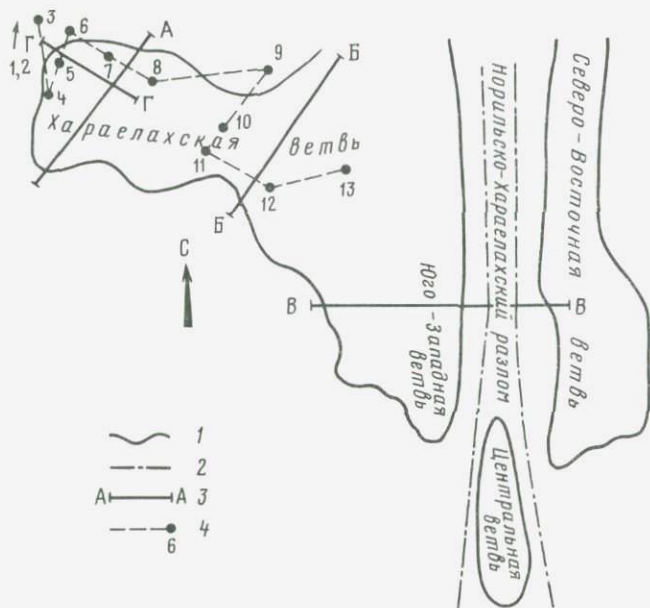


Рис. 26. Схематический план распространения ветвей Верхнеталнахских габбро-долеритовых сульфидных интрузивов

1 — контуры магматических тел мощностью более 10 м; 2 — границы зоны разлома; 3 — линии геологических разрезов; 4 — линия специального геологического разреза, изображенного на рис. 16

Талнахском рудном узле, удаленном от Норильского узла на несколько десятков километров. Для лучшего понимания этих аспектов кратко рассмотрим внутреннее строение интрузивов.

Геолого-петрографические особенности интрузивов. Рудно-продуктивные интрузивы представлены пологопадающими (до 10°) плитообразными телами ограниченной ширины и мощности (менее 300 м), но большой протяженности (рис. 26, 27). Залегают они субсогласно в разных частях разреза девонских и пермо-триасовых толщ, представленных как лавами, так и терригенно- и хемогенно-осадочными породами разнообразного литологического состава, включая угленосные пачки, известковые и доломитовые породы и пачки ангидритовых пород.

Интрузивы образуют несколько ветвей, сливающихся в направлении их истоков, скрытых под вулканогенными толщами. Внешние контуры магматических тел простые в их средних частях, где распространены многочисленные силлообразные апофизы мощностью до 15 м.

Разрезы средних частей интрузивов построены однообразно. Верхние $1/2-2/3$ части разреза сложены так называемой расслоенной серией пород от среднезернистых безоливиновых габбро-долеритов (контактных) вверх через крупнозернистые безоливиновые долериты, сменяемые ниже оливинсодержащими и оливиновыми долеритами, до слоя богатых оливином (40–60 об.%) пикритовых габбро-долеритов. Ниже расслоенной серии

залегают слои *грубозернистых* такситовых *габбро-долеритов*, местами сменяемых книзу *контактовыми долеритами* (нижнего эндоконтакта). Такситовые *габбро-долериты*, иногда называемые *пегматоидами*, отвечают оливиновым и оливинсодержащим разностям и содержат меланократовые обособления, количество которых иногда достигает 30 об.%. Меланократовые обособления представлены в разной степени переработанными ксенолитами вмещающих пород, а в верхней части слоя — участками *вышелележащих пикритовых габбро-долеритов*.

По восстанию и падению магматических тел разрез их меняется. К фронтальным и фланговым частям богатые оливином дифференциаты выклиниваются, и эндоконтактовые фации интрузивов и их апофизы преимущественно образованы *безоливиновыми долеритами* средне- и мелкозернистой структуры. От средних частей тел к тыловым такситовые долериты приобретают более однородный и более мелкозернистый облик. Такие их разновидности называют *троктолитами* или *талнахитами* [22].

Распределение ликвационной сульфидной *вкрапленности* в интрузивах в первом приближении коррелируется со слоистой структурой магматических тел. Сульфидная *вкрапленность* обнаруживается в оливинсодержащих разностях долеритов, концентрируясь в средней и приподошвенной частях горизонта *пикритовых габбро-долеритов*, где она представлена каплевидными формами. Второй и несколько больший максимум сульфидов приходится на верхнюю часть слоя такситовых *габбро-долеритов*. В них сульфидные выделения имеют более неправильную, звездчатую форму. В приконтактовых фациях долеритов и в породах апофиз магматические сульфиды отсутствуют.

Необходимо остановиться на взаимоотношениях магматических слоев между собой. Границы между слоями *расслоенной серии* в основном постепенные. Однако переход от оливиновых долеритов к *пикритовым* отличается некоторой резкостью, на что особое внимание обращают А.А. Маракушев с коллегами [80]. Они интерпретировали этот контакт как результат *ликвационных взаимоотношений* магмы *пикритовых долеритов* с более легкой *вышелележащей* магмой, обедненной *мафическими компонентами* и рудным веществом. В то же время А.А. Ярошевский с соавторами (1979, 1980 гг.) показали на математических моделях возможность образования *ступенчатых границ* при осаждении в *магме минералов*, если их опускание происходит сравнительно быстро. Следовательно, природа этой границы требует дальнейшего изучения. Изучение многочисленных скважин через *талнахские интрузивы* нас, как и большинство исследователей, не убедило в повсеместности *резкого перехода* между *обсуждаемыми магматическими слоями*.

Наибольшие разногласия возникают при интерпретации *взаимоотношений такситовых габбро-долеритов со слоем пикритовых долеритов*. Граница между этими слоями очень неровная, с многочисленными выступами, часто *прожилковидными*, такситовых долеритов в горизонт *пикритовых габбро-долеритов*. Однако границы этих выступов сложные, *расплывающиеся*, "фузивные". Иногда такситовые ответвления вдаются в горизонт *пикритовых долеритов* на десятки сантиметров и даже метры. Местами наблюдаются слои такситовых долеритов среди *пикритовых*. Почти все исследователи считают *такситовые долериты* относительно моложе *пикритовых*.

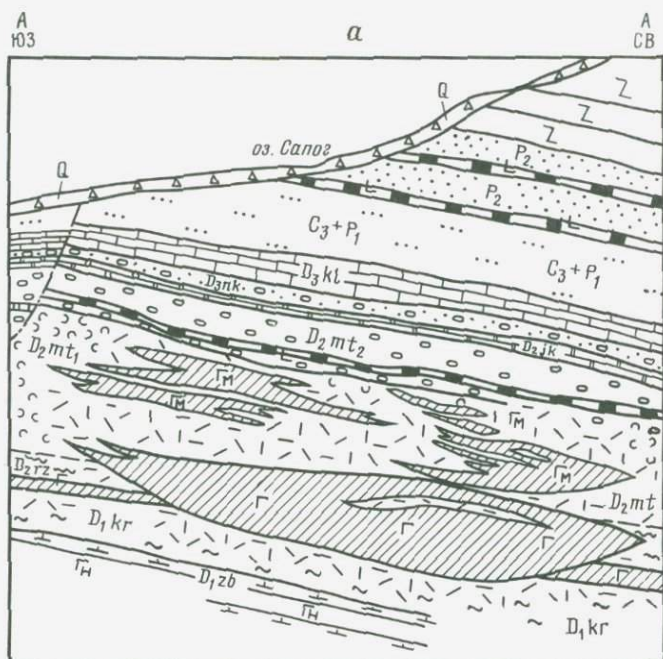


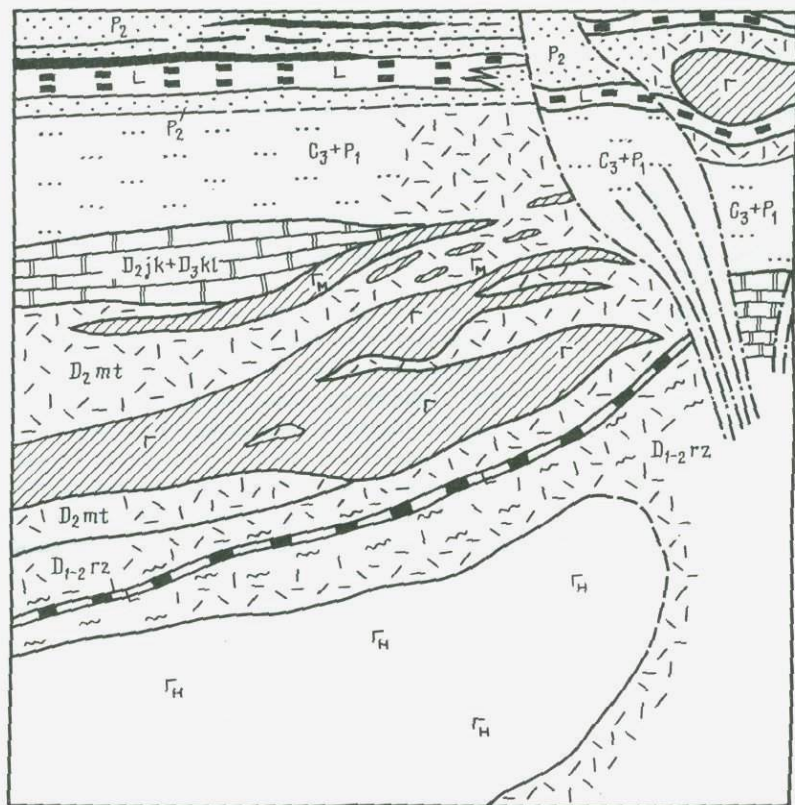
Рис. 27. Геологические разрезы (см. рис. 26) через рудоносные верхнеталнахские интрузивы
Условные обозначения см. на рис. 16

Для генетической интерпретации такситовых габбро-долеритов важны такие их особенности, как обязательное размещение их в едином контуре интрузивов с редкими самостоятельными ответвлениями во вмещающие породы лишь на флангах тел, отсутствие закаленных контактов такситовых тел на границе с пикритовыми долеритами.

Существует поразительное разнообразие взглядов на происхождение такситовых габбро-долеритов. Группируя их, выделим следующие.

1. Такситовые долериты являются продуктом внутрикамерной эволюции исходной магмы, которая на этом уровне обогащалась летучими ксенолитами вмещающих пород или газами опустившихся в этот слой капель сульфидных расплавов.
2. Такситы образованы новой магматической инъекцией, являясь магматической фазой.
3. Такситовые долериты кристаллизовались из расплавов, возникших в результате метаматматической дебазификации исходной магмы под воздействием потока трансмагматических флюидов.
4. Такситовые породы образованы путем лейкократизации консолидированных пикритовых долеритов под воздействием остаточно-магматических и затухающих трансмагматических флюидов с прохождением стадии плавления метасоматизируемых пород.

Всей совокупности фактов отвечают представления о метаматматическом происхождении магмы такситовых габбро-долеритов, впервые



высказанные Д.С. Коржинским [51] и развитые нами [24]. При этом допускается расплавленное состояние слоя ликритовых долеритов в момент образования магмы такситов, что объясняет их сложные взаимоотношения, отсутствие признаков воздействия друг на друга [20, 107]. Метамагматическое происхождение такситовых долеритов определяет их строгое совмещение с другими дифференциатами интрузивов в едином контуре. Как показано ниже, такое образование магмы такситов соответствует всему ходу процессов формирования месторождения. Однако предположение о метамагматическом генезисе такситовых долеритов большинством исследователей пока не разделяется.

Флюидный режим руднопродуктивных интрузивов. Талнахский рудный узел представляет редкую возможность для установления особого флюидного режима формирования интрузивов, с которыми связаны все промышленные рудные концентрации узла и магматические дифференциаты которых сами представляют практический интерес. Вопрос решается путем сравнения руднопродуктивных интрузивов с присутствующими здесь же магматическими телами иных типов, некоторые из которых содержат очень

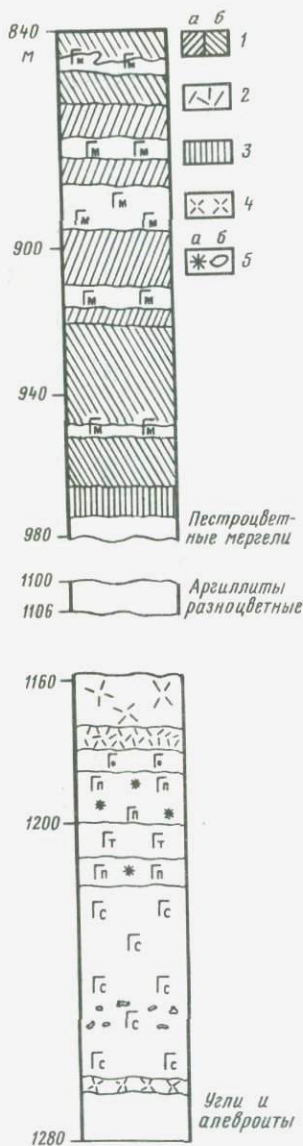


Рис. 28. Петрографический разрез по скважине КЗ-1103, показывающий различие мощности контакто-метаморфических пород (1, 3) около апофизарных ответвлений Верхнеталнахского интрузива (Г_м) и (2, 4) расслоенного тела нижнеталнахского интрузива (Г_о, Г_с, Г_г, Г_т)

1 – роговики и метасоматиты основного состава пироксенроговиковой (а) и амфибол-роговиковой (б) фазий; 2 – апофизарные роговики пироксенроговиковой фазии; 3 – то же амфибол-роговиковой фазии; 4 – то же зеленосланцевой фазии; 5 – ликвационная сульфидная вкрапленность агрегативно-сидеронитовая (а) и каплевидная (б); обозначения интрузивных пород см. на рис. 16

незначительную вкрапленность магматических сульфидов и относится к сульфидоносному магматическому комплексу. На Талнахе распространены тела бессульфидных титан-авгитовых долеритов, силлы сульфидсодержащих оливиновых лейкогаббро и тела сульфидоносных долеритов нижнеталнахского комплекса. Интрузивы всех типов имеют силлообразную форму и сопоставимы по мощности с руднопродуктивными интрузивами, называемыми верхнеталнахскими за расположение на более высоких стратиграфических горизонтах. Все типы магматических образований встречаются в любых стратиграфических горизонтах различного литологического состава. Следовательно, отличия типов магматических тел не обусловлены ни их размерами, ни особенностями вмещающих толщ. Особенно показательно сравнение эволюции верхне- и нижнеталнахских интрузивов, средневзвешенный состав которых очень близок; разница концентраций главных петрогенных окислов не превышает 2 мас.% [22, 24]. От всех прочих типов руднопродуктивные интрузивы отличаются обилием сульфидных вкраплений, сильно проявленной полойной дифференциацией, присутствием в их нижней части хорошо выраженного горизонта такситовых лейкократовых габбро-долеритов, сложной морфологией тел во фланговых частях.

Магматические тела всех типов оказывают метаморфизирующее воздействие на вмещающие породы, но степень этого воздействия зависит от типа активного интрузива. При сопоставимой мощности разнотипных интрузивов интенсивность и масштабы околоинтрузивного метаморфизма боковых пород увеличиваются в следующей последовательности: титан-авгитовые долериты, нижнеталнахские интрузивы, лейкогаббро и с резким отрывом верхнеталнахские интрузивы (рис. 28). Наиболее обширные метамор-

фические изменения проявляются во фронтальной части руднопродуктивных интрузивов, где мощность метаморфического ореола достигает 500 м [24]. Зафиксировано проявление метаморфизма, выражающееся в образовании ангидрит-пироксеновых пород, на удалении от интрузива на расстояние более 1 км при мощности метаморфической пачки около 50 м. Мощность верхнего, прикровельного метаморфического ореола вокруг тел нижнеталнахских интрузивов не превышает 25 м, а около стометрового тела титан-авгитовых долеритов мощность зеленосланцевого ореола не превосходит 5 м. На участие в контактово-метаморфических воздействиях именно магматических флюидов, а не заимствованных из боковых пород указывают увеличенные (в 2–3 раза) мощности верхнего контактового ореола относительно нижнего и независимость масштабов метаморфизма от литологического состава боковых пород (см. рис. 16, б, 28).

Из геологических условий залегания интрузивов Талнахского рудного узла следует, что метаморфизм вызывается магматогенными флюидами, выделявшимися из магматических масс. Руднопродуктивные верхнеталнахские интрузивы выделяли значительно больше летучих, чем магмы других типов.

Показательно отсутствие реликтов слоистости в метаморфизируемых породах вблизи руднопродуктивных массивов, что обусловлено проявлением в этих зонах метасоматоза магматической стадии. Ширина зон составляет 20–50 м. В зоне метасоматических изменений присутствуют магнезиальные скарны магматической стадии, заметившие доломитовые пласти (см. табл. 1). В доломиты привносится из магмы и отлагается большое количество кремнезема и глинозема, что указывает на значительный объем флюидов, участвовавших в этом процессе. Такое количество летучих не могло входить в состав магмы и, видимо, обеспечивалось потоком флюидов, проходивших через магму, по крайней мере, эндоконтактовых расплавов. Эти флюиды Д.С. Коржинский назвал трансмагматическими, а их источником считал мантию. Высоковосстановительная обстановка формирования трансмагматических флюидов талнахских интрузивов доказывает их мантийную (а не коровую) природу. Сульфидные парагенезисы магматических пород идентичны с таковыми массивных руд, в которых были найдены карбиды кремния и вольфрама [78]. В интрузивах присутствует также самородное железо.

Кроме указанного косвенного признака потоков трансмагматических флюидов, проявленных в интрузивах Норильского района, было высказано предположение о ведущей роли в них легко летучих металлосодержащих родан-комплексов [24]. Они устойчивы в восстановительной обстановке.

РОЛЬ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ В ОБРАЗОВАНИИ ЛИКВАЦИОННО-ВКРАПЛЕННЫХ РУД

Признаки "эпигенетичности" руд. В.В. Золотухин [20], М.Ф. Смирнов [105], А.В. Тарасов [108] обратили внимание на несоответствие морфологии тел ликвационно-вкрапленных руд и пространственного распределения отдельных рудных элементов относительно дифференцированной структуры интрузива Норильск-1. Элементы несоответствия заключаются в следующем (см. рис. 30).

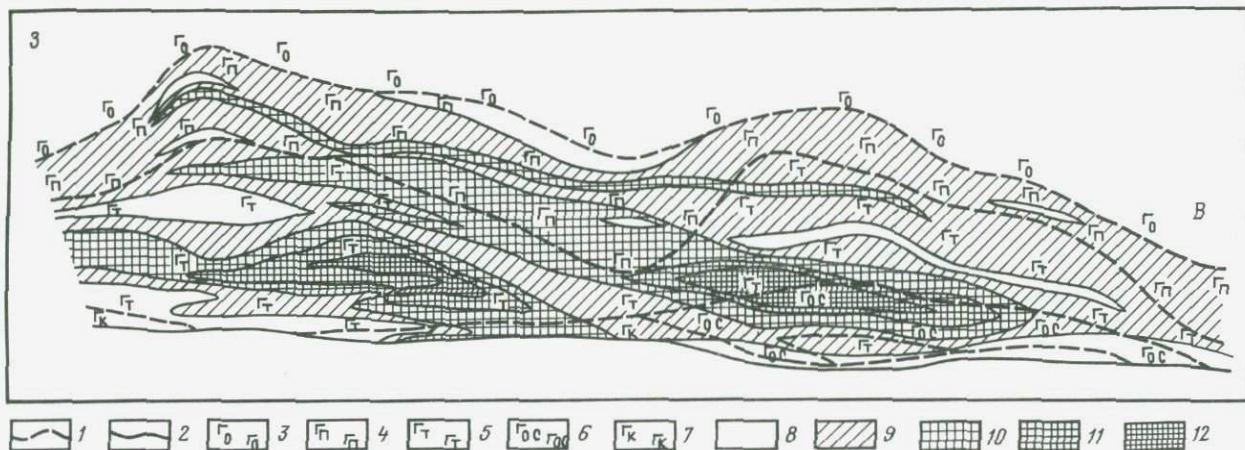


Рис. 29. Распределение ликвационной сульфидной вкрапленности относительно магматических слоев в продольном вертикальном разрезе через Хараелахскую ветвь Верхнеталлахского интрузива по [12, см. рис. 9]
 1 — границы магматических слоев; 2 — нижний контакт интрузива; 3—7 — габбро-долериты: 3 — оливиновые, 4 — пикритовые, 5 — талцитовые, 6 — оливинсодержащие, 7 — контактовые; 8—12 — относительные содержания ликвационной сульфидной вкрапленности в порядке увеличения ее концентрации: от единичных вкрапленностей (8) до максимальных содержаний (12)

1. Сульфиды концентрируются в северной, головной части магматического тела и общее их содержание уменьшается по падению интрузива.

2. Рудные тела представлены отдельными линзами, а крупные тела имеют ответвления. Отмечаются участки сгущения и разряжения рудного вещества.

3. Нет строгой корреляции между мощностями интрузивного тела, отдельных его слоев и мощностями рудных тел, концентрациями сульфидного вещества. Крупные рудные залежи могут размещаться на флангах, в участках выклинивания интрузивного тела (рис. 29, разрез по А—3).

4. По падению интрузива наблюдается увеличение содержания никеля относительно меди, т.е. уменьшение отношения медь/никель. Аналогичным образом меняется отношение платиноидов к кобальту [108].

5. Сульфидное вещество неравномерно распределено и по вертикали интрузивов. В его распределении имеются максимумы и минимумы, часто с увеличением концентраций на границах магматических слоев (рис. 29, 30). По вертикали меняются также отношения рудных элементов, причем вопреки закономерностям распределения меди и никеля между сульфидами, оливином и габброидной жидкостью, охарактеризованным ниже, их распределение по вертикали не соответствует гравитационному механизму дифференциации.

Объяснения этим фактам дают различные. Г.Б. Роговер (1959 г.) считает, что магма заимствовала вещество экзоконтактовых метасоматических руд. М.Ф. Смирнов [105] предполагает несколько магматических инъекций с сульфидами. А.В. Тарасов [108, 109] допускает некоторое перемещение рудного вещества внутри магматического тела с помощью выделяющихся из магмы летучих. В.В. Золотухин [22] объясняет эти закономерности привнесением рудного вещества растворами, вызывающими образование пород такситового горизонта. Но главным в этих предположениях является признание элементов независимости источника рудного вещества или его местной транспортировки относительно силикатных расплавов и эволюции магм.

Закономерности, установленные в Норильском интрузиве позднее обнаружались в верхнеталнахских интрузивах (см. рис. 30).

Кроме отмеченных, следует указать и на другие закономерности. По падению магматических тел участки концентрированного оруденения смещаются вниз по разрезу, что особенно хорошо видно на рис. 29. На планах магматических тел контуры рудных скоплений в горизонтах пикритовых и такситовых габбро-долеритов почти совпадают. Эти факты свидетельствуют о том, что рудное вещество пикритовых габбро-долеритов проникало и в магму такситового горизонта (см. рис. 29). Следовательно, оба слоя находились в момент рудообразования в расплавленном состоянии и латеральное перемещение рудного вещества происходило в неконсолидированной магме. Такое перемещение не могло происходить без участия флюидов, проходивших через магму. Накопление же меди к головной части магматических тел (см. рис. 30) показывает, что общее движение флюидов происходило вдоль оси интрузивов. Характерно также несоответствие изменения Cu/Ni отношения в вертикальном разрезе интрузивов гравитационному осаждению сульфидов и оливина к низу магматических тел. Согласно экспериментальным данным никель преимущественно накап-

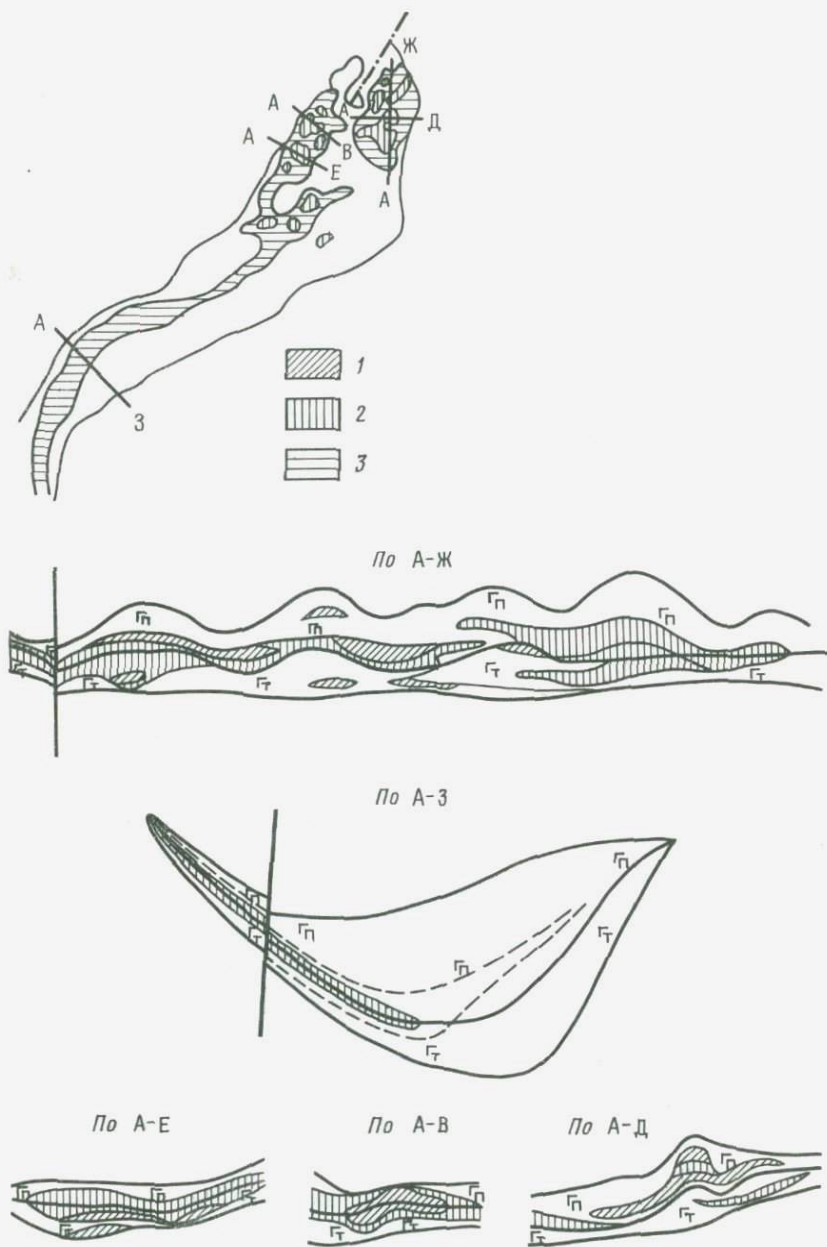


Рис. 30. Схематический план габбро-долеритового расслоенного интрузива Норильск-1 и геологические разрезы через него с отображением размещения в интрузиве ликвационной сульфидной вкрапленности по [105]
 1-3 — относительные содержания сульфидной вкрапленности в порядке убывания концентраций

ливается в сульфиды и оливины (рис. 31) и вместе с ними должен накапливаться внизу. Однако в Талнахском интрузиве Cu/Ni в этом направлении растет (рис. 32).

Зональность рудных тел по сульфидным парагенезисам. Наиболее важное значение для понимания генезиса ликвационно-вкрапленных руд имеет зональное распределение в них сульфидных парагенетических ассоциаций, выявленное в талнахских месторождениях [12]. Зональность выражается в том, что вдоль оси интрузива, примерно совпадающей с максимумом минерализации в пикритовых долеритах, происходит смена ассоциаций

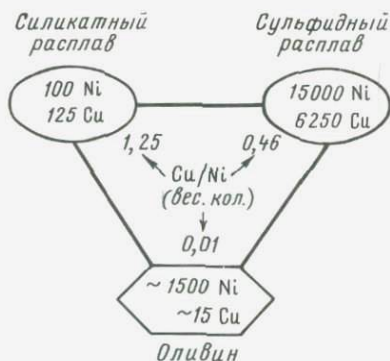


Рис. 31. Отношения Cu/Ni (в усл. вес. ед.) в сосуществующих силикатном, сульфидном расплавах и кристаллах оливина в габброидных магмах при 1150° С и 1 атм по [24]

малосернистых сульфидов ассоциациями высокосернистых разновидностей в направлении от тыловых частей магматических тел к их фронтальным и фланговым частям, а также к верхнему и нижнему эндоконтактам интрузивов. Эти закономерности отражены на разрезах интрузива Талнахского рудного узла (рис. 33).

На поперечном разрезе I—I рисунка видно, что ассоциация сульфидов с наименее сернистыми сульфидами железа — троилитом (FeS) — слагают линзовидные области в центральных частях слоя пикритовых габбро-долеритов. Они окружены породами, содержащими все более сернистые сульфиды в ассоциации вначале с гексагональным пирротинном (FeS_{1,07-1,12}), а затем и моноклинным пирротинном (Fe_{1,14-1,15}). В ассоциации с менее сернистым гексагональным пирротинном и троилитом находится кубанит — сульфид меди и железа, более богатый железом, чем нормальный тетрагональный халькопирит. В ассоциации с малосернистым пирротинном (гексагональным) и обязательно в присутствии троилита устойчивы редко встречающиеся в природе мойхукит, талнахит, разновидности кубического халькопирита — минералы группы халькопирита, но по сравнению с ним обедненные серой.

Анализируя схематический разрез II—II (см. рис. 33), продольный разрез через одну из ветвей талнахских интрузивов, можно видеть, что ассоциация самых бедных серой сульфидов образует вытянутый пласт уже внутри рудных тел. По латерали, а также кверху и низу тела вкрапленных руд ассоциации малосернистых сульфидов сменяются последовательно парагенезисами более сернистых минералов.

Приведенный материал позволяет почти однозначно утверждать, что

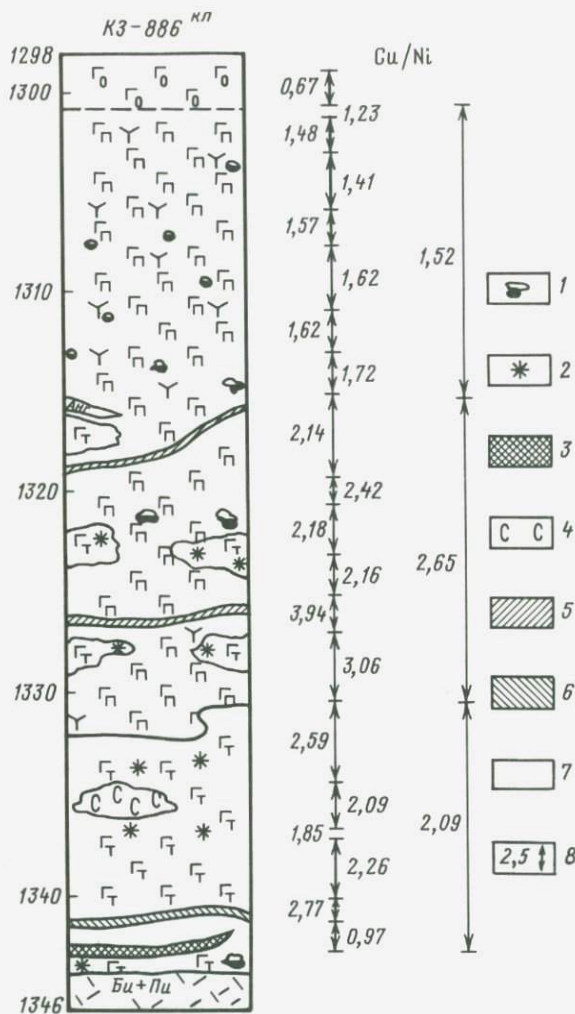


Рис. 32. вариации отношения Cu/Ni (в мас. %) по разрезу скважины КЗ-886^{кп} через Верхнеталнахский интрузив

1-3 - ликвационное сульфидное оруденение: 1 - каплевидное, 2 - интерстициально-агрегативное, 3 - шлировое; 4 - оливин-плаггиоклазовая порода; 5-7 - прожилки: 5 - пренитовые, 6 - пироксен-плаггиоклазовые, 7 - ангидритовые; 8 - интервалы опробования со средним отношением рудных элементов

ассоциации малосернистых сульфидов образуют сердцевину тела ликвационно-вкрапленных в магматических породах руд и этот пласт непрерывно и согласованно с морфологией магматического тела тянется в корневую зону интрузивов, выклиниваясь в направлении эндоконтактов (рис. 34). Несомненно также, что эта особенность руд сформировалась в еще расплавленном состоянии интрузива, а не на послемагматическом этапе. Ее интерпретация имеет большое генетическое значение.

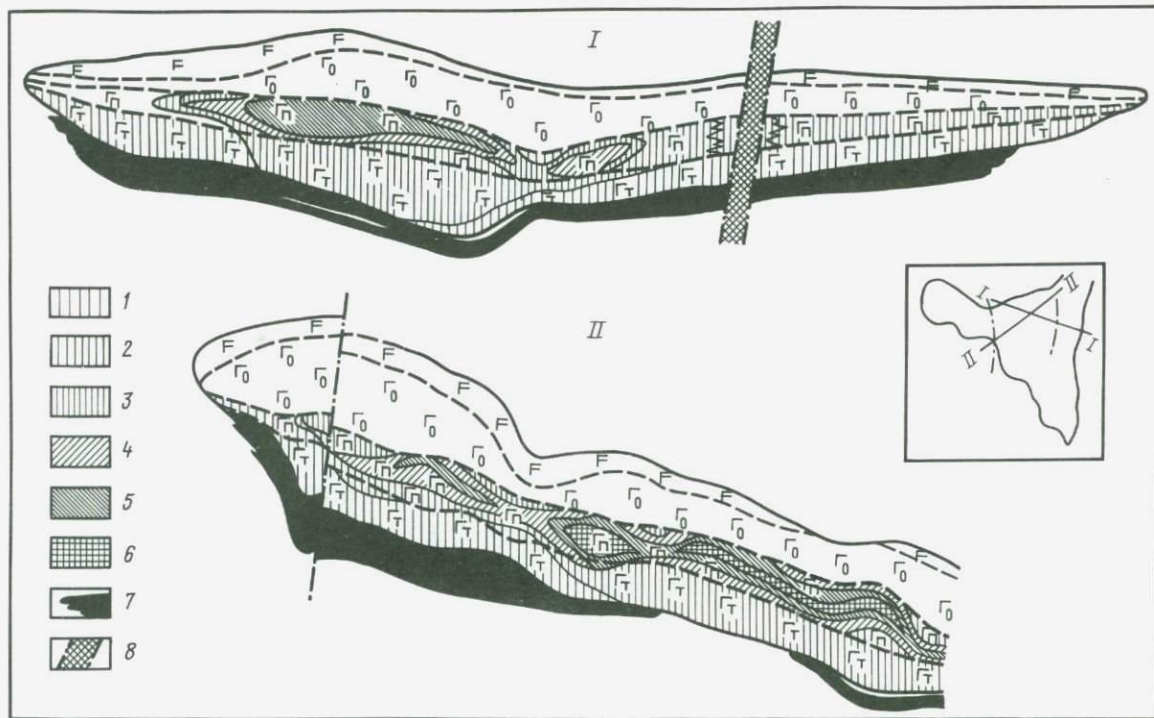


Рис. 33. Минералогическая зональность ликвационно-вкрапленных руд в разрезах через Хараелахскую ветвь

Верхнеталнахского интрузива по [12, см. рис. 25]

1-6 - парагенезисы сульфидных минералов: 1 - $\text{Пн} + \text{Хп} + \text{Пирр}_{\text{М}}$, 2 - $\text{Пн} + \text{Хп} + \text{Пирр}_{\text{Г}}$, 3 - $\text{Пн} + \text{Куб} + \text{Хп} + \text{Пирр}_{\text{Г}}$, 4 - $\text{Пн} + \text{Куб} + \text{Хп} + \text{Тр} + \text{Пирр}_{\text{Г}}$, 5 - $\text{Пн} + \text{Куб} + \text{Хп} + \text{Тр}$, 6 - $\text{Пн} + \text{Куб} + \text{Тн} (\text{Мх}, \text{Хп}_{\text{К}}) + \text{Тр}$; 7 - сплошные руды; 8 - разрывные нарушения

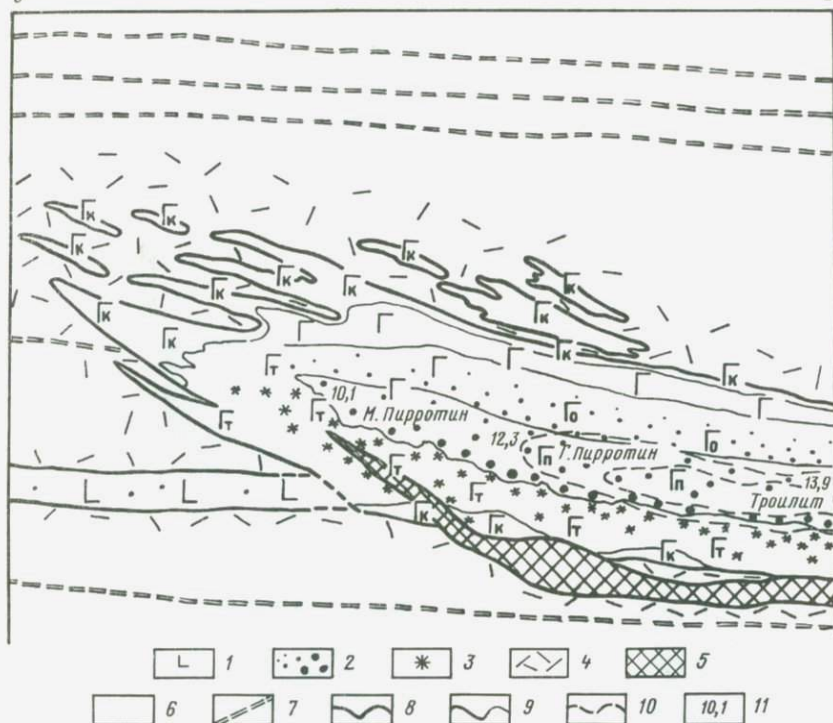


Рис. 34. Схематический разрез по продольной оси Харалахской ветви Верхнеталнахского интрузива с вынесением на него минералогической зональности ликвационно-вкрапленных руд и распределением в них изотопов серы

1 – оливиновые лейкогаббро; 2–4 – сульфидные руды: 2 – мелкозернистые и кашевидные (с качественной характеристикой размеров) ликвационно-вкрапленные, 3 – интерстициально-агрегативные ликвационно-вкрапленные, 4 – массивные, магматические; 5, 6 – породы: 5 – метаморфические и метасоматические; 6 – хемогенно- и терригенно-осадочные; 7–10 – геологические границы: 7 – свит, 8 – магматических тел, 9 – дифференциатов интрузива (условные), 10 – рудных ассоциаций вкрапленных руд; 11 – примерный средний изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$ в ‰) ликвационно-вкрапленных руд в разрезах интрузива

Авторы, установившие закономерность (А.Д. Генкин и др., 1976), объясняют ее увеличением фугитивности серы к эндоконтактам магматических тел, параллелизуя ее с концентрацией летучих и указывая на возможную роль температурного режима магматических тел. В другой работе [12, с. 184, 185] закономерное размещение сульфидных ассоциаций связывают отчасти с температурой кристаллизации вмещающего сульфиды силикатного расплава и частично с фугитивностью кислорода (f_{O_2}), связанной, по мнению авторов, обратной зависимостью с фугитивностью серы в магме талнахских интрузивов. Однако влияние температуры уже не обсуждается. Образование руд с низкосернистыми сульфидами в пикритовом горизонте они объясняют повышенной фугитивностью кислорода при кристаллизации магмы слоя, обуславливающей понижение фуги-

тивности серы. С этим объяснением трудно согласиться, так как обилие в этом слое сульфидной вкрапленности указывает на высокую концентрацию серы и, следовательно, на ее фугитивность. Невозможно также найти причину повышения в этом слое фугитивности кислорода по сравнению с другими горизонтами магматических тел, например, эндоконтактовыми участками или слоем такситовых габбро-долеритов, которые активно ассимилировали вещество вмещающих пород, в том числе ангидритовые породы с высокоокисленной серой.

Всесторонний анализ зонального размещения сульфидных ассоциаций в магматических телах показывает следующее. Температура в этом явлении играла второстепенную роль, так как в одном и том же магматическом слое пикритовых долеритов заключены различные сульфидные парагенезисы (см. рис. 33, 34). Температурный режим слоя определялся преобладающей по объему силикатной составляющей, мало изменяющийся состав которой обеспечивал примерное постоянство температуры в слое.

Концентрация серы в магме также не является определяющей, так как в горизонте пикритовых габбро-долеритов малосернистые сульфиды образуются в участках их повышенной концентрации. Но в еще более богатых сульфидами такситовых долеритах устойчивы обогащенные серой сульфиды. Кроме того, сера, видимо, поступала из корневых частей магматического тела, так как фланговые, фронтальные и вообще приконтактовые части интрузивов не содержат магматических сульфидов. Следовательно, тыловые части магматических тел содержали серы больше.

Остается рассмотреть влияние потенциала кислорода (или его фугитивности) на состояние серы вообще и в сульфидах в частности. Сера, как известно, легко переходит из одного валентного состояния в другое и встречается в природе с зарядами на один атом +6, +4, +2, 0, -1, -2 (ряд нарастающей восстановленности серы). Соответственно ряд сульфидов железа — шпирит (FeS_2), моноклинный пирротин, гексагональный пирротин, троилит (FeS) отвечает все более восстановительным условиям (снижению потенциала кислорода) при постоянстве фугитивности серы и одинаковой температуре. Подобный ряд можно организовать из минералов группы халькопирита. В соответствии с такого рода влиянием кислорода на сульфидные парагенезисы зональное их размещение в магматических телах может интерпретироваться как результат роста потенциала кислорода к эндоконтактам массивов. В частности, эти массивы в контактах активно производят магматическое замещение боковых осадочных пород, богатых кислородом. Благодаря этому расплавы эндоконтактовых фаций магматических тел обогащаются кислородом и формируются при более высоком его потенциале по сравнению с внутренними и тыловыми частями интрузивов, формировавшимися в восстановительных условиях.

Образование ликвационно-вкрапленных в магматических породах руд. Рассмотренные материалы, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют о трех главных особенностях образования рудоносных интрузивов Талнаха (и Норильска). В их формировании активное участие принимали потоки трансмагматических флюидов, преимущественно перемещавшихся от тыловых к фронтальным частям магматических тел. Флюиды, соответственно их мантийной природе, имели восстановительные характеристики, а в их составе значительную роль играли роданидные комплексы с лиган-

дом NCS^{-1} . Трансмагматические флюиды участвовали в образовании ликвационной сульфидной вкрапленности в силикатной магме, что доказывается морфологическими особенностями рудных тел, их геохимической и парагенетической зональностью. Последняя указывает на ведущую роль потенциала кислорода в образовании этих руд, причем его потенциал увеличивался от стержневой и тыловых частей магматического тела к его эндоконтактам, флангам и фронту.

Из этих положений естественно вытекает вывод об образовании ликвационных сульфидных выделений в интрузивах в результате сульфуризации приконтактных частей магматических тел, не содержащих сульфидов, под воздействием серосодержащих трансмагматических флюидов. Подтверждением должно быть примерное равенство валового содержания железа в породах и, следовательно, в магме фланговых и центральных частей магматических тел, так как сульфуризация расплавов должна вызывать главным образом переход железа из магнетита и части силикатов в сульфидное вещество. При этом наиболее ранней сульфидной фазой следует ожидать пирротин и халькопирит-пирротинный расплав. В соответствии с предполагаемым процессом находится существенно пирротинный состав руд по периферии рудных тел [12]. В согласии с моделью находится незначительная разница средневзвешенных содержаний железа в форме Fe_2O_3 между фланговыми и центральными частями магматических тел. Фланги содержат окисла на 1,1 мас. % больше, чем центральные части при равенстве двухвалентного железа [22, табл. 37].

Химическая сторона явления нами не анализировалась из-за недостаточного количества химических и термодинамических данных по роданистым соединениям.

Если ограничиться геологической, петро- и геохимическими сторонами процесса образования ликвационно-вкрапленных руд Талнаха и Норильска, то нельзя не отметить его соответствия главным, часто противоречивым чертам руднопродуктивных интрузивов. Напомним, что неравномерность распределения сульфидного вещества в интрузивах по латерали и в вертикальных разрезах, закономерная изменчивость отношений рудных металлов в телах вкрапленных руд, уменьшение общей концентрации сульфидов к тыловым частям магматических тел приводили ряд исследователей к представлениям о метасоматической природе руд и привносе металлов гидротермами. Предлагавшиеся "магматистами" объяснения этих закономерностей [105] носили искусственный характер и не получили признания в дальнейших исследованиях. Метасоматическая же концепция противоречила явно магматической природе сульфидных вкраплений в магматических телах. Только предположение о формировании ликвационно-вкрапленных руд флюидами, перемещавшимися в магме, позволяет объяснить совокупность указанных черт рудных тел этого типа. Допущение локального перемещения флюидов в магме [109] недостаточно для объяснения закономерного размещения руд в магматических телах, минералогической зональности руд. Именно эти их особенности приводят к признанию существования потока флюидов, проходивших по всей вскрытой скважинами длине жидких магматических тел. Их мантийная природа в талнахских и норильских интрузивах доказывается высоковосстановительной обстановкой в центральных частях магматических тел.

Генезис тел массивных сульфидных руд. Не останавливаясь на этом вопросе детально, необходимо все же обсудить генетическую связь образования этих руд с формированием ликвационно-вкрапленных в магматических породах руд.

Тела массивных сульфидных руд залегают в виде силлообразных или пластообразных тел в подошвенной части продуктивных интрузивов Талнаха и Норильска. В их кровле обычно, но не всегда залегают породы интрузивов. В некоторых участках тела массивных руд отделены от интрузивов неоруденелыми роговиками довольно разнообразного состава. Однако и при непосредственном контакте тел массивных руд с интрузивами они отделены от ликвационно-вкрапленных руд бессульфидными контактовыми и бессульфидными такситовыми габбро-долеритами. Эти факты вынудили отказаться от распространенных в 50–60-х годах предположений о формировании массивных руд из опустившихся вниз капель сульфидных жидкостей в современных камерах локализации интрузивов. Трещиннообразные формы залегания массивных руд в нижних частях магматических тел, присутствие редких ответвлений рудных жил даже в средних горизонтах интрузивов указывают на внедрение вещества массивных руд уже после консолидации интрузивов. Иногда такие жилы проникают в слои оливиновых долеритов. Этот факт, а также нередкое появление вокруг тел массивных руд небольших зон вкрапленного оруденения дало основание некоторым исследователям предположить, что подобным образом сформировались и каплевидно-вкрапленные в интрузивах руды. Однако обычная пространственная независимость тех и других не позволяет согласиться с таким представлением.

Другим спорным аспектом образования массивных руд является вопрос: сформированы ли они из сульфидных расплавов или метасоматическим путем. Не углубляясь в дискуссию, отметим следующее. Контактное воздействие массивных руд на терригенные вмещающие породы практически всегда выражается в образовании около руд зон окисления и возникновении пород, сходных по минеральному составу с терригенными, но имеющих магматическую структуру, гранофировую, характеризующуюся наличием симплектитовых сростков кварца с калишпатом. Приведенные по нашей просьбе В.С. Ворцелевым исследования микровключений в кварцах показали присутствие в них стекла совместно с газом. Плавление стекла происходит при 950–970°С, а гомогенизация — при 1040–1050°. Поскольку сочетание в массивных рудах пирротина с халькопиритом постоянно, хотя бы часть вещества массивных руд должна расплавиться. Вместе с тем боковые породы нередко несомненно замещаются сульфидными расплавами, что отмечалось не только нами, но и А.Д. Генкиным с коллегами [12]. Таким образом, сульфидные расплавы, как и силикатные, способны производить магматическое замещение боковых пород, но эти явления требуют более глубокого изучения.

Приведенные материалы показывают, что массивные сульфидные руды образовались из сульфидных расплавов, внедрившихся из глубины в виде самостоятельных инъекций. Их внедрение произошло после консолидации алюмосиликатных магм.

Естественно предположить, что сульфидные магмы внедрялись из промежуточного очага, где они образовались из гравитационно опустившихся

капель ликвационных жидкостей, несмешивающихся с силикатной магмой. Причина ликвации и образования капель сульфидных жидкостей могла быть той же, что и приведшая к возникновению ликвационно-вкрапленных в магматических породах руд в Талнахском и Норильском рудных узлах. Имеется в виду процесс сульфуризации силикатных магм под воздействием потоков трансмагматических флюидов. Обширная метаматическая сульфуризация в промежуточных очагах должна сопровождаться образованием значительных объемов лейкократовых расплавов. С ними мы отождествляем лейкогаббро, представленные в рудных узлах единичными силлами. По устному сообщению О.А. Дюжикова, вне рудных узлов магматические тела подобного состава не встречаются. Такая локальная связь лейкогаббро с рудными узлами, видимо, не случайна и наличие лейкогаббро свидетельствует о проявлении в промежуточных очагах метаматической сульфуризации и может использоваться в качестве косвенного признака возможного появления в этих районах массивных сульфидных руд. Само существование промежуточного магматического очага доказывается существенной обогащенностью сульфидных руд как массивного, так и ликвационно-вкрапленного типа тяжелым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S}$ от 9 до 16%). Это особенно вероятно в силу отсутствия такого заражения магм в камерах их современной локализации.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БУШВЕЛЬДСКОГО МАССИВА

Бушвельдский интрузив представляет собой гигантский лополит с размерами 450 X 250 км при мощности не менее 10 км. В вертикальном разрезе лополит имеет исключительно сложное строение, обусловленное бесконечной перемежаемостью слоев магматических пород разного состава. Мощность отдельных слоев часто не превышает первых метров и даже долей метра. Вместе с тем общий состав интрузива закономерно меняется снизу вверх от пород ультраосновного состава до гранитов. Самая верхняя, гранитная часть лополита давно рассматривается как инородное тело, образованное, скорее всего, в результате плавления терригенных пород кровли. Образование же ультрабазит-базитовой, главной по объему части массива трактовалось по-разному. До недавнего времени наиболее распространенным представлялось формирование этой части разреза из единой магмы основного состава, которая дифференцировалась на слои путем гравитационно-кристаллизационной дифференциации, осложненной конвективными движениями жидкости. Высказывались также предположения об образовании массива из многократных магматических инъекций с общей антидромной последовательностью от базитов к ультрабазитам (Лихачев, 1975 г.). Определенная роль в образовании ритмичности отводилась механизму направленной кристаллизации.

С 1981 г. утвердилось представление о том, что базит-ультрабазитовая серия плутона образовалась из двух импульсов магматических инъекций с базитовой и ультрабазитовой тенденциями кристаллизации [139]. Согласно этим представлениям ультраосновная магма образовала нижние слои лополита (снизу вверх): 1) Нижняя контактовая норитовая зона; 2) Базальная зона мощностью 1500 м сложена перемежающимися слоями дунит-

тов, пироксенитов и перидотитов с хромитом; 3) Критическая зона мощностью 1500 м характеризуется более интенсивной расслоенностью на пироксениты, нориты, анортозиты и слойки хромита. В верхней части зоны присутствуют два слоя с промышленной платиноидной минерализацией (слой УГ-2 и Риф Меренского), отстоящие друг от друга на 15–370 м. Третий, самый верхний слой, обогащенный платиноидами и сульфидами, Риф Бастард имеет мощность 1–2 см и не представляет промышленного интереса.

Выше описанной части разреза, сформированной, как считают, магмой ультрабазитового типа, располагаются ритмично слоистые пачки Главной и Верхней зон, образованные магмой базитового типа с анортозитовой тенденцией кристаллизации. Главная зона мощностью 3700 м сложена перемежающимися габбро, норитами, габбро-норитами, анортозитами. Верхняя зона мощностью 2300 м образована габбро, троктолитами и содержит 20 слоев магнетита. Зона венчается пачкой ферродиоритов мощностью 690 м. Выше них располагаются гранитные породы.

Ритмические пачки массива прорваны (часто без заметного нарушения залегания слоев вмещающих пород) трубообразными телами пегматоидного облика, среди которых имеются дунитовые, гортонолитовые, бронзитовые, диаллаговые разности, а также существенно магнетитовые и вермикулитовые. Пегматоиды располагаются преимущественно в верхней части Критической зоны, а магнетитовые и вермикулитовые — в верху Главной и в низу Верхней зон. Гортонолитовые пегматоиды несут промышленную платиноидную минерализацию. Трубообразные тела считаются метасоматическими образованиями.

Несмотря на принципиальные различия в размерах, внутренней структуре, составе магматических пород Бушвельдского массива и трапловых интрузивов Норильского района, имеются черты сходства между ними. Как и в эндоконтактах талнахских интрузивов, в контактах Бушвельдского массива распространены многочисленные апофизы, некоторые из которых активно химически взаимодействуют с боковыми породами. На явления трансформации вмещающих пород в магматические образования, т.е. на проявления магматического замещения в Бушвельде, указывалось ранее [130]. С.Б. Гейн и А.Б. Мостерт [136] обнаружили настоящие магнезиальные скарны магматической стадии на контакте интрузива с доломитами в северо-восточной оконечности плутона, названного Плэтрифом. Здесь скарны возникают и вокруг огромных ксенолитов доломитовых мраморов. Однако указанные авторы не смогли точно диагностировать магнезиальные скарны и описывают их как продукт метаморфизма доломитов, а шпинель-пироксеновые скарны принимают за магматические образования. Как доказывалось выше, эти скарны являются достоверным признаком трансмагматических флюидопотоков в Бушвельдском плутоне. Обширные масштабы переработки терригенных пород в граниты в кровле массива могут указывать на активное участие трансмагматических флюидов в формировании плутона. Недавно их проявление было установлено в платиноносных слоях Бушвельда.

ЛИКВАЦИОННО-ВКРАПЛЕННЫЕ РУДЫ БУШВЕЛЬДА И ОСОБЕННОСТИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Типы платиноидной минерализации Бушвельдского плутона довольно разнообразны, но все они сосредоточены в магматических или подобных им (пегматоидных) породах. Повышенная минерализация отмечается в отдельных хромитовых слоях Базальной зоны массива (2–6 г/т), в некоторых магнетитовых слоях основания Верхней зоны (0,4–1,3 г/т).

Промышленные концентрации платиноидных элементов сосредоточены в слоях УГ-2 мощностью 0,15–2,55 м, местами до 5,7 м, со средним содержанием элементов платиновой группы 6,9 г/т (0–32 г/т) и в рифе Меренского мощностью от менее 1 м до 5–9 м при среднем содержании платиноидов 6,3 г/т. Слои протягиваются на десятки километров.

Промышленная добыча руд ведется также на трех трубках гортонолитовых и оливиновых пегматоидных дунитов. В двух трубках оруденение сосредоточено в гортонолитовой части, а в трубке Дриекоп минерализованы породы с маложелезистым оливином. Средние содержания платиноидов в рудах составляют 12–14 г/т. Встречались руды с концентрацией платиноидов 200 г/т. Диаметры трубок изменяются от нескольких метров до 100–150 м.

Третий тип промышленной минерализации заключен в породах северо-восточного ответвления массива (Плэтриф). Здесь платиноидные металлы в количестве от 1,0 до 20 г/т находятся в серпентинизированных пироксенитах и гибридных, по мнению авторов [136] породах, окаймляющих ксенолиты доломитов в породах Главной зоны плутона. Мощности рудных зон варьируют от 20 до 150 м. Оруденение проявлено на нескольких уровнях. Как мы уже отмечали, оруденелые породы первоначально представляли собой магнезиальные скарны магматической стадии.

Изложенные сведения суммированы по материалам Третьего Международного платинового симпозиума 1981 г. Наиболее практически значимы и лучше изучены руды слоев УГ-2 и Рифа Меренского. О них и пойдет речь ниже.

Сульфидная мелкая (диаметром в 2 мм) вкрапленность в количестве до 5 об. % преимущественно локализована в более грубозернистых (пегматоидного облика) пироксенитовых слоях ритмически расслоенных чачек, сложенных снизу вверх пироксенитами, норитами и анртозитами (Риф Меренского) или пироксенитами и норитами (УГ-2). В первой чачке имеются два слоя существенно хромитовой породы, во второй — один. Слои несколько различаются концентрацией платиноидов на сульфидную массу. Слой УГ-2 богаче редкими элементами. В хромитах этого слоя установлено увеличение относительного содержания Fe^{+3} вверх по разрезу. До недавнего времени считалось, что причиной насыщения магмы серой с выделением капель сульфидных расплавов было понижение в магме концентрации и потенциала кислорода в результате осаждения хромита. Однако многочисленные хромитовые слои в Базальной зоне массива выделениями сульфидов не сопровождаются.

В настоящее время внимание исследователей обращено на наличие в составе расслоенных чачек пород, обогащенных плагиоклазом. Эти породы считают продуктом кристаллизации более верхней базитовой магмы, а

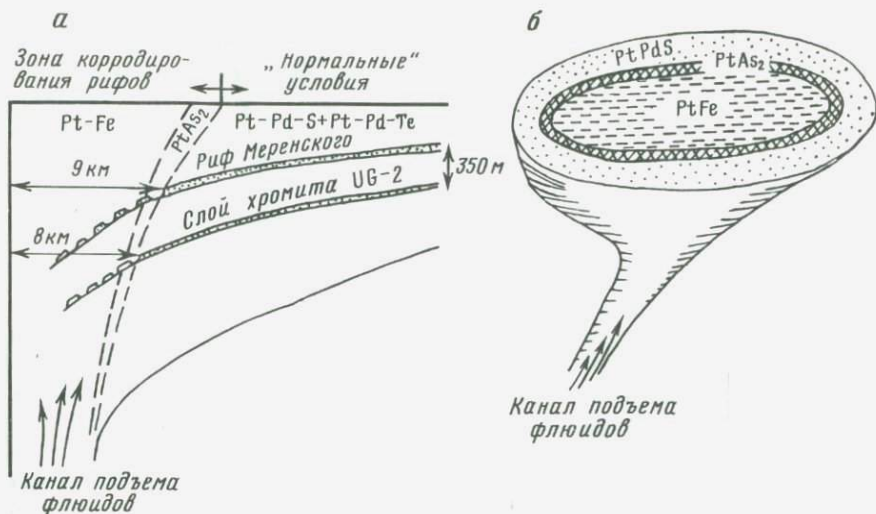


Рис. 35. Схематическое строение вертикальных структур, контролирующих минералогию платиноидов в Бушвельдском массиве: а — схематический вертикальный разрез через половину такой структуры по материалам Е.Д. Кинлоча [143]; б — общий вид структуры

пироксениты — нижележащей ультраосновной. Расслоенные пачки рассматриваются в качестве продуктов смешения двух магм; сульфиды и платиноиды — результат реакции серы базитовой магмы и металлов ультраосновной [139]. Налдред с коллегами (1984 г.) предполагают, что рудоносные слои образовались из дополнительных магматических инъекций, уже содержащих сульфидные выделения.

Однако детальное изучение вариаций потенциала кислорода в рудоносной части разреза плутона и закономерностей изменения ассоциаций платиноидных минералов как в разрезе, так и по площади массива приводят к иным выводам и представлениям. Доказательства участия потоков флюидов, движущихся сквозь расплавы, в определении минеральной формы платиноидов в слоях УГ-2 и Рифа Меренского были получены Е.Д. Кинлочем [143]. Выявляя региональные закономерности изменения минералогии платиноидной минерализации по всему плутону, группа исследователей под руководством указанного автора на протяжении 14 лет опробовала многие скважины с определением на микроанализаторе всех зерен предположительно платиноидных минералов. Выводы исследователей базируются на 6000 микрорезондовых определений. Минеральные парагенезисы платиноидов были вынесены на план Бушвельдского массива. В результате обнаружилось, что размещение платиноидной минерализации контролируется концентрическими в плане и воронкообразными в объеме (рис. 35) структурами. Диаметр структур на уровне Рифа Меренского достигает 36–38 км, а на уровне слоя УГ-2 — 30–32 км. Таким образом, воронкообразная, сужающаяся книзу форма структур строго доказана и подтверждена контрольным разбуриванием одной из прогнозируемых структур.

Центры воронкообразных структур приходится на участки утонения (потолов, т.е. "промоин", "рытвин") Рифа Меренского и УГ-2 вплоть до исчезновения рудоносных горизонтов. Центральные части воронок (рис. 35) соответствуют устойчивости изоферроплатины. Далее к краю структур расположена зона с арсенидом платины (сперрилитом), а краевые зоны структур и вмещающие магматические толщи характеризуются устойчивостью сульфида платины (куперита). К центру структур увеличивается и размер платиноидных минералов. Платино-палладиевые теллуриды являются сквозными.

Е.Д. Кинloch считает, что зональность платиновой минерализации возникла еще в незастывшей магме. Доказательством этого предположения является то, что минерал лаурит (бисульфид рутения с примесью осмия и ирридия) на 80–90% включен в зерна несомненно магматического хромита. Причем лаурит концентрируется в субвертикально ориентированных слоях хромита, которые появляются в участках утонения рудоносных горизонтов, выражающегося прежде всего в исчезновении хромитового слоя над рудоносным пегматоидным пироксенитом. При этом подстилающий хромитовый слой в Рифе Меренского еще сохраняется. Вертикально ориентированный хромитовый слой играет роль перемычки между двумя хромитовыми слоями и называется Контактным Рифом.

Так как минеральная зональность воронкообразных структур выражается в изменении анионной составляющей (сера, мышьяк) платиновых минералов и все это происходит в расплавах, Е.Д. Кинloch резонно полагает, что образование самих структур и деформация рудоносных слоев обусловлена проходящими через магму потоками флюидов. Источником флюидов он считает подстилающие массив карбонатные породы, выделяющие при нагреве CO_2 . На этом основании он делает вывод об окисленном характере проходящих через магмы флюидов и параллелизует процесс с плавлением руд в конверторных печах, осуществляющимся с продувкой кислорода. В печах, в зонах глубокой переработки расплавов кислородом появляются сплавы Pt–Fe, подобные природным, за счет выжигания сульфидной серы. Однако полной аналогии продуктов плавления руд в конверторах с размягчением платиноидов в рудоносных слоях плутона нет. В плавильных печах платиноиды с малосернистыми сульфидами накапливаются в центральных частях плавильной зоны (в штейнах), а окислы оксифильного железа накапливаются в вышележащих шлаках. В рудоносных же слоях плутона сульфиды пространственно сопряжены с хромитовыми слоями. Поэтому предположение Е.Д. Кинloча об окисленном характере рудообразующих флюидов, видимо, неверно. Можно показать, что сплавы платины с железом одинаково стабильны как в сильно окислительных, так и в высоковосстановительных водородных средах, так как в обоих случаях сера удаляется в форме сульфат-иона или в виде сероводорода.

Окислительно-восстановительные условия в рудоносных слоях Бушвельда в течение 4–5 лет детально исследовались Т.Дж. Бунтиным с коллегами [131] с помощью метода электрохимических ячеек на трех воронкообразных структурах. Для оценок использовались хромиты, в которых окислительно-восстановительные условия фиксируются также по отношению двухвалентного железа. Измерения по одной из структур показали следующее. Образцы отбирались от горизонта — 972 м в направлении Рифа Ме-

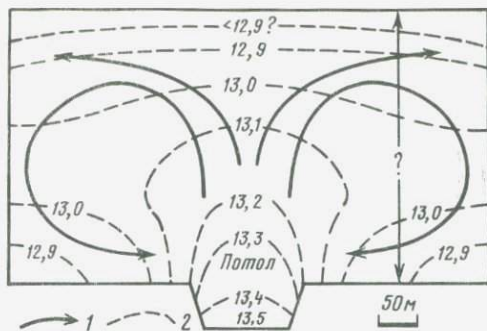


Рис. 36. Схема формирования участков корродирувания ("потолов") платиноносных слоев ("рифов") Бушвельдского плутона по [131]
 1 — медленные конвективные движения магмы; 2 — изоплеты параметра " $-\log f_{O_2}$ " при $1150^\circ C$

ренского (0 м). К уровню — 677 м фугитивность кислорода (f_{O_2}) понизилась от $10^{-9,6}$ до $10^{13,7}$, выдерживаясь на этом уровне в хромитовых слоях УГ-1, УГ-2, УГ-3. В Рифе Меренского четыре измерения показали f_{O_2} в интервале $10^{12,9} - 10^{15,6}$. Более низкие значения получены из образцов, отобранных на участках утонения ("рытвин") Рифа Меренского. В обобщенном схематизированном виде результаты исследований Т.Дж. Бунтина с коллегами отражены на рис. 36. Авторы заключают, что еще задолго до уровня платиноносного Рифа магматические породы формировались в обстановке устойчивости сульфидов. Это подтверждается появлением платино-сульфидной минерализации в слое УГ-2. Выше Рифов Меренского и Бастард фугитивность кислорода увеличивается, вызывая образование магнетитовых слоев в Верхней серии Бушвельдского массива. На низкую фугитивность кислорода в сульфидоносных слоях указывает присутствие в них ферроплатиновых сплавов, графита, муассanita (карбида кремния), а также происходящее до сих пор выделение CH_4 , H_2S и H_2 из участков утонения Рифа Меренского.

Что касается природы платино-сульфидной минерализации Бушвельда, авторы считают ее продуктом воздействия на магму флюидных (трансмагматических, по терминологии Д.С. Коржинского) эманаций, допуская их мантийный источник, но не настаивая на этом. Свое предположение они обосновывают следующими фактами: 1) появлением в рифах пегматитидных разновидностей пород; 2) резким увеличением содержания серы от 0,003 мас.% в пятнистых анортозитах в подошве Рифа Меренского до 0,3% в самом рифе, происходящем в интервале нескольких сантиметров; 3) наличием "рытвин" в Рифах, которые хотя бы в отдельных случаях, видимо, обязаны воздействию "магматических фумарол" — магматических инъекций с новой порцией летучих; 4) существенно восстановительным характером флюидов при измеренной фугитивности кислорода в сульфидоносных слоях, которой должны соответствовать флюиды с отношением $H_2O : H_2 = 1 : 10$ и существенным количеством CO и CH_4 ; 5) резким и распространяющимся на весь массив падением потенциала кислорода при подходе к зоне сульфидообразования, что может быть вызвано только лег-

ко подвижной флюидной фазой. В дополнение авторы указывают на очень высокую концентрацию платиноидов и сульфидов в рудоносных рифах. Если эти компоненты заимствовались только из магмы массива, то для этого потребовался слой магмы мощностью от 125 до 1250 м в зависимости от содержания рудных элементов в исходном расплаве. Если такой процесс и осуществляется, то скорее всего при активном участии флюидов.

Таким образом, обнаруженные Е.Д. Кинлочем воронкообразные структуры Бушвельда образованы, вероятнее всего, поднимающимися снизу потоками восстановительных флюидов, двигавшихся в частично закристаллизованной (только хромит) магме. В связи с этим интересно его указание на то, что воронкообразные структуры выделяются по положительным гравитационным аномалиям, подобным аномалиям над гортонолитовыми пегматоидными телами, также несущими платиноидную минерализацию. Поэтому Е.Д. Кинлоч полагает, что обсуждаемые структуры, возможно, образованы над воздымающимися массами ультраосновного состава, которые, как нам кажется, и определяют восстановительный характер флюидов. Эта характеристика свидетельствует о мантийной природе флюидов.

Легко заметить, что роль флюидов, выявленных в Бушвельдском массиве, еще полностью не раскрыта. Установлено их восстановительное воздействие на сульфидоносную часть разреза плутона и влияние на минеральные формы платиноидов. Однако их роль в качестве рудоносной субстанции в рассмотренных работах не анализируется. На основании сравнения с действием рудоносных восстановительных трансмагматических флюидов в траптовых интрузивах Норильского района можно предположить следующую их роль в Бушвельде. Видимо, рудные элементы транспортировались этими флюидами в составе серосодержащих комплексов. Отложение же металлов происходило при окислении и разложении этих комплексов на хромитовых слоях, являющихся аккумуляторами кислорода. Видимо, не случайно, что на начальных ступенях формирования воронкообразных структур из их состава исчезает хромитовый слой (верхний в Рифе Меренского). Утонение всего рудоносного слоя в потолах свидетельствует о нарушении условий кристаллизации в них магмы в связи с воздействием на нее восстановительных флюидов. Интересна и воронкообразная форма структур, которая может быть обусловлена латеральным растеканием флюидной струи в магме по мере подъема. Видимо, максимум распространения оруденения по горизонтали происходит именно на уровне такого максимального ее растекания, тогда как на более глубоких уровнях поперечные сечения флюидных струй малы и еще не встречены буровыми скважинами. Общая насыщенность плутона такими рудоносными флюидами выражается в постоянном обогащении платиноидами и сульфидами слоев с высокими содержаниями окислов — хромита и даже магнетита.

Таким образом, обнаруживается поразительное сходство в природе оруденения, характеристиках рудоносных сред и условиях отложения полезных компонентов в таких разных по объемам магматических образованиях как траптовые интрузивы Норильского района и Бушвельдский плутон. В тех и других рудоносными субстанциями выступают восстановительные флюиды, движущиеся по еще не консолидированным магмам. Их восстановительная природа указывает на вероятный мантийный источник флюидов, которые, следовательно, могут быть определены как трансмагматические.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОПРОДУКТИВНЫХ КОМАТИИТОВ
И НИКЕЛЕВЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД АВСТРАЛИИ

Исследование рудоносных коматиитов Австралии чрезвычайно затруднено почти полным их диафторезом и превращением в серпентин-амфиболовые породы. Сильно изменено и их первичное залегание: из первоначально горизонтального положения они поставлены в субвертикальное. Поэтому столь ограничены генетические характеристики этих интереснейших и промышленно важных объектов. Мы остановимся лишь на двух сравнительно недавно выявленных их геохимических и геологических особенностях, делающих возможным сопоставление их генезиса с генезисом месторождений Норильского района и Бушвельда. Надо сказать, что в литературе такие сопоставления отсутствуют.

На начальных этапах исследований коматиитовых образований Австралии считали, что все они имеют лавовое происхождение. Однако в районе месторождения Скотия М.Л. Пэйдж и М.Л. Шмулиан [150] был установлен интрузивный, субвулканический характер сульфидоносного тела коматиитов. Это сближает месторождения коматиитовой формации с образованиями трапповой формации Норильского района. Можно предположить, что и другие сульфидоносные тела коматиитов региона также представляют собой субвулканические интрузивы.

М.Л. Пэйдж и М.Л. Шмулиан обнаружили в экзоконтактовых толщах интрузива загадочные ультраосновные брекчии, которые представлены железякообразными обособлениями высокомагнезиальных пород среди менее магнезиальных вмещающих вулканических коматиитов. Объяснить происхождение этих брекчий авторы затрудняются. На основании данных по формам контактов руднопродуктивных интрузивов Норильского района мы считаем возможным предположить, что ультраосновные брекчии являются апофизарными выступами коматиитового интрузивного тела. Опыт изучения норильских интрузивов показал, что такие апофизы образуются путем магматического замещения боковых пород под действием трансмагматических флюидопотоков. Указанием на такую возможную генетическую особенность руднопродуктивных коматиитовых интрузивов является давно установленный факт их эродирующего воздействия на боковые породы [69]. Руднопродуктивные коматиитовые тела залегают в корытообразных прогибах подстилающих их толщ. Можно предположить, что эти структуры также являются результатом магматического замещения боковых пород. На основании совокупности этих данных на рис. 37 изображен предполагаемый разрез руднопродуктивного коматиитового тела. Нетрудно заметить его сходство с разрезами руднопродуктивных трапповых интрузивов Норильского района.

Если эти предположения обоснованы, то, возможно, образование сульфидных ликвационных руд австралийских коматиитов происходило с участием трансмагматических флюидопотоков. Большинство исследователей интерпретируют их образование традиционно, полагая, что сульфидное вещество привнеслось в составе магм, видимо, в виде ликвационной взвеси сульфидных жидкостей в силикатных магмах, а затем отлагалось гравитационным путем на месте залегания интрузивов. Однако Р.Р. Кийс [141]

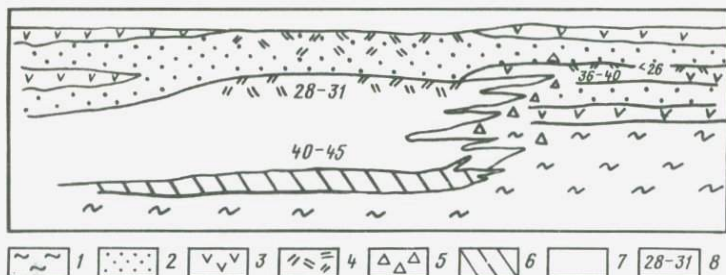


Рис. 37. Реконструированный предполагаемый продольный разрез через никеленосный интрузив коматитовой серии Австралии
 1 – подстилающие метабазальты (месторождения Камбалда); 2 – туфо-лавова толща коматитовой серии; 3 – индивидуализированные лавовые слои; 4 – закаленные фации лав и интрузивов; 5 – ультраосновные "брекчии" (магматического замещения?) по [150]; 6 – контактовая рудная зона; 7 – субвулканическое магматическое тело, подобное интрузиву месторождения Скотия [150]; 8 – содержание в породах MgO, мас. %

нашел убедительные доказательства того, что сульфидонасыщение этих магм достигалось на коровых уровнях и не могло иметь место в мантии. Это следует из близости палладий-иридиевого отношения в рудах коматитов к метеоритному, что означает отсутствие дифференциации элементов в первичном магматическом источнике в мантии. В силу большего сродства к сере палладия, чем иридия, охотно рассеивающегося по силикатным фазам, дифференциация этих элементов и отклонение их отношения от метеоритного стандарта было бы неизбежно в случае присутствия в мантии сульфидов. Часть последних обязательно осталась бы в мантийном магматическом очаге, а другая – в промежуточном очаге, обедняя магму палладием.

Вывод, сделанный Р.Р. Киайсом, касается не только для коматитовой формации, но также и ликвационного сульфидообразования в целом. Он показывает, что сульфидообразование в магмах, возможно, происходит не в мантии, а на коровом уровне. Именно такие генетические схемы рудообразования предложены нами для трашловых интрузивов Норильского района и Бушвелдского шутона.

ГЕНЕЗИС ХИБИНСКОГО УЛЬТРАЩЕЛОЧНОГО МАССИВА И ЕГО АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

После выдвижения гипотезы об участии трансмагматических флюидов в образовании крупных и уникальных месторождений [25, 54], разработанной на примере сульфидных медно-никелевых объектов, встал вопрос о ее применимости к месторождениям других металлов. Такое исследование было выполнено на хибинских апатитовых месторождениях. В результате выявилось участие трансмагматических флюидов в образовании и этой группы месторождений. Судя по литературным данным, сделанный вывод действителен для других апатитовых месторождений в алюмосиликатных породах, что подтверждает справедливость развиваемой гипотезы.

ГЕНЕЗИС ХИБИНСКОГО МАССИВА УЛЬТРАЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Благодаря уникально большим запасам апатитовых руд массив тщательно исследуется более 60 лет. Ему посвящено много статей и более десятка монографий и диссертаций, ведущими авторами которых являются А.А. Арзамасцев, Б.Е. Боруцкий, А.В. Галахов, В.Н. Горстка, Б.В. Дудкин, С.В. Зак, Т.Н. Иванова, Е.А. Каменев, Л.Н. Когарко, Е.Е. Костылева-Лабунцова, Ф.В. Минаков, М.Н. Соколова, И.П. Тихоненков, Р.П. Тихоненкова, З.В. Шлюкова. В статьях Л.М. Делицина, Н.А. Елисеева, И.А. Зотова, Б.М. Кушлетского, В.В. Смирнова, Л.Л. Солодовниковой, С.А. Руденко, В.Н. Титова, Р.П. Тихоненковой, С.М. Кравченко содержатся основополагающие и новые аспекты петрогенезиса Хибинского массива и его месторождений.

Представления о генезисе Хибинского массива. К настоящему времени сформулировано несколько принципиально отличных схем последовательности формирования магматических комплексов массива и их сочетания с метасоматозом.

Многие годы, вплоть до настоящего времени [2], были популярны представления о преимущественной или исключительной роли магматических процессов в образовании плутона, в том числе апатитовых руд. Однако еще с конца 30-х годов складывались различия в трактовке последовательности становления магматических комплексов. Исходя из близости состава нефелин-сиенитовых комплексов внешнего кольца и центрального штока плутона и дугообразной формы разделяющего их комплекса ийолитовой серии, Б.М. Кушлетский (1937 г.) предположил близкое по времени и раннее становление первых двух и последующее внедрение ийолитовой магмы. Н.А. Елисеев с соавторами (1939 г.), акцентируя внимание на концентрически-зональном строении обнаженной части плутона, сформулировали представление о последовательных инъекциях порций магм, формирующих кольцевые тела от края к центру плутона. Схемой Б.М. Кушлетского предполагается антидромная последовательность магматизма, а схемой Н.А. Елисеева — антидромно-гомодромная. Большинство исследователей придерживается схемы Н.А. Елисеева, особенно детально разработанной А.В. Галаховым (1975 г.). Расхождения между ее сторонниками касаются количества и последовательности инъекций апатитоносных ийолитовых магм (см. Т.Н. Иванова (1963, 1970 гг.), [2, 18]).

Сторонники схемы Б.М. Кушлетского меньше [41, 58], а в работе И.П. Тихоненкова [112] она получила принципиально новую, метасоматическую трактовку. Этот исследователь считал, что породы ийолитовой дуги и примыкающие к ней с внешней стороны породы рискорритовой группы (так называемые пойкилитовые нефелиновые сиениты) являются продуктом обширного послемагматического метасоматоза нефелиновых сиенитов внешнего кольца и центрального штока плутона. Хотя в дальнейшем метасоматическая природа ийолитовой дуги не подтвердилась, работа сориентировала исследователей на значительность роли метасоматоза в формировании массива. Несколько раньше Л.Л. Солодовникова [106] пришла к выводу о метасоматической природе пород рискорритовой группы, что более основательно было доказано Б.Е. Боруцким [58]. Эти работы зало-

жили основы нового, более разностороннего подхода к пониманию генезиса массива и его апатитовых месторождений.

Значительной, на наш взгляд, вехой в правильном понимании эволюции плутона стала недавняя статья И.И. Перекреста и В.В. Смирнова [88], где впервые обосновывается положение о более раннем возрасте пород ийолитового комплекса и относительной молодости всех нефелиновых сиенитов плутона, а породы рисчорритовой группы отнесены к продуктам метасоматоза магматической стадии. Наши исследования [26, 54] подтвердили выводы указанных авторов и позволили отождествить обсуждаемый метасоматоз с фенитизацией, широко распространенной в ультращелочных магматических массивах, в частности в Хибинском [113].

Недавно Б.Е. Боруцкий¹ выдвинул гипотезу о вулканогенной природе ийолитовой серии.

В предложенном кратком обзоре отражены далеко не все спорные моменты эволюции массива, в частности абсолютновозрастное датирование его составляющих, сохранность первичных черт пород ийолитовой серии и др. С ними можно ознакомиться в упомянутой работе Б.Е. Боруцкого и ряде других [2, 58].

Особенности строения Хибинского массива и взаимоотношения слагающих его пород. Хибинский плутон центральной части Кольского полуострова является самым крупным в мире массивом магматических ультращелочных недосыщенных кремнеземом пород. Площадь обнаженной части массива — 1327 км², диаметр — около 60 км, глубина конусообразного лополита предположительно около 10 км. В плане массив имеет круговую форму с концентрически-зональным внутренним строением (рис. 38). Направленное к центру массива падение внешних контактов указывает на лополитообразную форму. Эндоконтакты массива сложены безнефелиновыми щелочными сиенитами и умпекитами и листваритами — нефелиновыми сиенитами с низким содержанием нефелина. Эти породы нередко образуют жилы в фенитах (описаны в части I книги), заместивших архейские гранито-гнейсы и протерозойские апотерригенные и аподиабазовые зеленые сланцы. К центру массива эндоконтактные сиениты последовательно сменяются слагающими кольца нефелиновыми сиенитами (хибинитами) беспорядочной, а затем трахитоидной текстуры. За ними следует кольцо пород рисчорритовой группы, примыкающее с внешней стороны к дугообразному телу пород ийолитовой серии, содержащей пластинообразные тела апатитовых руд. С внутренней стороны ийолитовой дуги располагается еще одно кольцо пород рисчорритовой группы, которое срезается комплексом эндоконтактных ливчорритов и фойяитов (нефелиновых сиенитов) центрального штока плутона. Восточная часть штока прорывается карбонатами. В разных частях массива встречены молодые дайки тингуаитов, щелочных пикросиенитов, лампрофиров.

До глубокого бурения, производимого на массиве с середины 70-х годов, наблюдавшиеся взаимоотношения перечисленных кольцевых комплексов допускали правдоподобную трактовку структуры плутона как сложного продукта последовательного многократного внедрения магм

¹ Б.Е. Боруцкий. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.

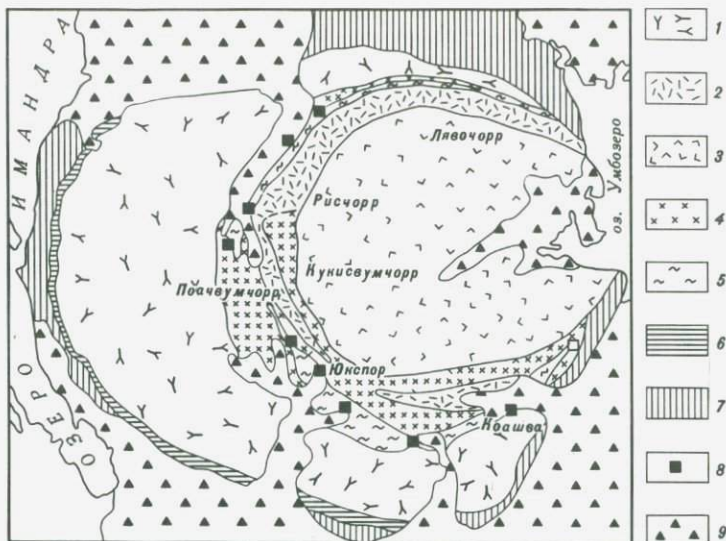


Рис. 38. Генерализованный схематический план Хибинского массива по [112]

1–3 – комплекс магматических нефелиновых сиенитов: 1 – хибиниты, 2 – лявочорриты, 3 – фойяиты; 4 – группа метасоматических пород: малиньиты, ювиты, рисчорриты; 5 – комплекс мельтейгитов, ийолитов, уртитов; 6 – роговики и фениты; 7 – вмещающие гнейсы, сланцы; 8 – месторождения апатитовых руд; 9 – четвертичные отложения

разного состава по кольцевым и коническим полостям вокруг пульсационно поднимающейся кровли плутона (схема Н.А. Елисеева). Но петрографические особенности некоторых пород, особенно приконтактовых разностей, допускали и иную петрогенетическую трактовку. Так уже давно [106, 112] была показана метасоматическая природа пород рисчорритовой группы.

Результаты бурения, подтвержденные наблюдениями с поверхности, позволили установить более молодой по отношению к породам ийолитовой серии возраст всех нефелиновых сиенитов массива [88, 104, 26, 54]. Это положение аргументируется наличием жил хибинитов в ийолитах, проявлением калишпатизации магматической стадии в ийолитах и массивных уртитов в контактах как хибинитов (Таблицы III, IV, 1), так и лявочорритов, присутствием ксенолитов калишпатизированных ийолитов среди лявочорритов (Таблица III, 1, 2). Бурение также показало, что выклинивание с глубиной ийолитового блока происходит благодаря сближению контактов хибинитового и лявочоррит-фойяитового комплексов (см. рис. 5).

Породы ийолитовой серии слагают в середине массива дугообразное в плане тело. Начиная с Б.М. Куллетского (1937 г.), оно многими исследователями интерпретировалось как кольцевой интрузив, хотя таковым не является. Комплекс ийолитов, наклоненный к центру массива на 20–40°, обладает значительной неоднородностью и разделяется на три пачки: верхнюю трахитоидную, среднюю массивную и нижнюю трахитоидную. Верхняя и нижняя пачки сложены переслаивающимися меланократовыми мельтейгитами, мезократовыми собственно ийолитами и лейкократовыми уртитавыми

ми (все породы не менее чем на 90% сложены эгиринистым диопсид-генбергитом и нефелином). Местами расслоенность имеет закономерный ритмический характер с уртитом в верхней части ритма и мельтейгитом в нижней части при мощности ритма в 20–25 см (Таблица IV, 1). Структуры пород средне- и мелкозернистые, часто порфириовидные. Текстуры директивные, чаще тонкослоистые ("трахитоидные") за счет планпараллельной ориентировки призматических кристалликов пироксена, реже магматические линейные, выраженные во взаимно параллельной ориентировке зерен пироксена. Иногда слоистость смята в изоклинальные складочки, что свидетельствует о метаморфической природе слоистых текстур. В нижней части верхней пачки часто присутствуют бедные линзовидно-полосчатые апатитовые руды.

Средняя пачка ийолитового комплекса сложена урритами массивной текстуры. Структуры пород меняются от среднезернистых до пегматоидных внизу. Часто тело массивных урритов по вертикали разделено трахитоидными ийолитами на несколько пластов с укрупнением структур в сторону нижних пластов (скв. 1477 на плато Расвумчорр), что указывает на разветвление единого тела урритов. Массивные урриты залегают согласно с трахитоидными ийолитами, но местами они прорывают последние с захватом и поворотом их ксенолитов (например, на подземном руднике Кукисвумчорр). В верхних и средних частях тел массивных урритов залегают богатые массивные и пятнистые апатитовые руды.

Строение ийолитового комплекса осложняется субсогласным залеганием в нем тел рисчорритовой группы, количество которых увеличивается на глубоких горизонтах (см. рис. 5).

Породы рисчорритовой группы образуют на плане массива два кольца — с внешней и внутренней сторон ийолитовой дуги. В глубине массива они имеют более сложное строение. Тело с внутренней стороны дуги имеет клиновидную форму с увеличением мощности до нескольких десятков метров по направлению к контакту со срезающими его льявочорритами (см. рис. 5, б–г). Ниже этого обнаженного на поверхности тела породы рисчорритовой группы слагают экзоконтакт льявочорритов с выступами и субсогласными жильными ответвлениями: в толщу ийолитов. Тело рисчорритов, залегающее на внешней стороне дуги ийолитов, имеет пластообразную форму и мощность до 100 м. Кроме этих крупных тел, породы рисчорритовой группы образуют многочисленные "прослои" на глубоких горизонтах ийолитовой толщи, где намечается ее выклинивание.

Описанные тела рисчорритовой группы сложены мезо- и лейкократовыми разностями — ювитами и рисчорритами. Им часто сопутствуют тела меланократовых пород группы — малиньитов. Иногда малиньиты преобладают, например, в кровле апатитового месторождения Ньюорпахк, в его юго-западной части. Они слагают дайкоподобные тела, простирающиеся согласно с кольцевыми структурами массива, среди хибинитов и рисчорритов горы Поачвумчорр. Местами эти тела малиньитов разведены вмещающими хибинитами, что доказывает их дохибинитовое образование и неправомочность отнесения их к настоящему дайкам, секущим хибиниты. В части I настоящей книги обосновывалась принадлежность пород рисчорритовой группы к метасоматитам магматической стадии. С этой точки зрения обсуждаемые тела малиньитов интерпретируются нами как метасоматизированные реликты

мельтейгитовых слоев, подвергшихся магматическому замещению хибинитами.

Кроме перечисленных преобладающих комплексов и групп пород, в массиве присутствуют пять петрографо-генетических типов негматитов, четыре типа дайковых пород [58] и карбонатиты, описанные в книге О.Б. Дудкина и др. (1984 г.). Все эти образования, как не имеющие прямого отношения к апатитовым рудам, нами не рассматриваются.

Петрогенезис магматических комплексов плутона. Нами представляется, что исследования последних 10 лет позволяют решительно продвинуться к правильному пониманию генезиса массива и его производных, согласующемуся с данными по другим подобным объектам. Полученные результаты позволяют также преодолеть некоторые устойчивые стереотипы в воззрениях, сложившихся за длительную историю изучения массива. Этому способствует и возросший уровень петрологии.

Как отмечалось, популярными схемами последовательность магматизма предполагалась частично (схема Н.А. Елисеева) и полностью (схема Б.М. Куплетского) антидромной, т.е. от ранних кремнекислых к поздним более основным магматическим производным. Между тем во многих десятках других щелочно-ультраосновных массивах последовательность магматизма только гомодромная [73]. В них всегда нефелиновые сиениты следуют за ийолитовыми сериями. Исследование И.И. Перекреста и В.В. Смирнова [88] показало, что и в Хибинском массиве все нефелиновые сиениты моложе пород ийолитовой серии. Это позволило принципиально иначе интерпретировать происхождение пород рисчорритовой группы, о чем будет сказано ниже.

Противоречиво интерпретировалось происхождение наиболее древних магматических образований — пород ийолитовой серии, с которыми тесно увязывали формирование якобы магматических апатитовых руд. В силу относительно позднего образования последних рассмотрим происхождение ийолитовой серии без апатитовых руд.

Как указывалось, в составе ийолитовой серии выделяются три пачки: верхняя и нижняя трахитоидных ийолитов и разделяющая их средняя пачка массивных уртитов. С.И. Зак и др. [18] полагают, что выделенные пачки образованы тремя субинтрузиями. Этому как будто соответствует несколько различная геохимия двух трахитоидных пачек и различающееся содержание элементов-примесей в аналогичных минералах, описываемое как скрытая расслоенность [59, 60]. К примеру, апатит прогрессивно обогащается сверху стронцием, а магнетит — снизу титаном, ванадием. Геологические данные отчетливо указывают на первоначальную общность трахитоидных ийолитов обеих пачек, нарушенную позже внедренным телом массивных уртитов. В разных частях плутона массивные уртиты лежат в различных уровнях трахитоидной толщи, так что мощность пачек меняется. Однако облик и минеральный состав пород, характер стратификации в сравниваемых пачках одинаков. Общность двух пачек трахитоидных пород убедительно, на наш взгляд, показана А.А. Арзамасцевым и др. [2] на Кошвинском месторождении.

Б.Е. Боруцкий (1988 г.) (см. сноску на стр. 152) предполагает, что толща трахитоидных пород первоначально представляла собой вулканическую серию. Однако кое-где сохранившаяся в них ритмичная гравитационно-

кристаллизационная расслоенность (Таблица IV, 1), что доказывается увеличением концентрации пироксена по направлению к подстилающему слою мельтейгитов, обогащение последнего плотными минералами — магнетитом и апатитом, указывает на то, что толщи трахитоидных ийюлитов слагали ритмично-расслоенный интрузив. Этому же соответствует проявление скрытой расслоенности, т.е. направленное изменение состава минералов в этих породах [59, 60]. Позже гипотетический расслоенный интрузив был наклонен в восточном направлении на угол $20-40^\circ$, а слагающие его породы метаморфизованы с образованием полосчатых текстур с локальной их гофрировкой.

В отличие от трахитоидных пород массивные уртиты средней пачки обладают беспорядочной, хаотической структурой и однородным составом, что характерно для интрузивных магматических образований. Но нередко они претерпевают перекристаллизацию с образованием крупных (до 5–7 см в диаметре) пойкилообластов пироксена, что, видимо, предшествует широко проявленной в массиве калишпатизации магматической стадии. Контакты массивных уртитов с вмещающими трахитоидными ийюлитами магматические, но без зон закалки и сопровождаются образованием в боковых породах единичных, несомненно по этому метасоматических кристаллов нефелина. Мы предполагаем, что подобный метасоматоз магматической стадии может приводить к образованию мономинеральных "сливных" уртитов, для которых не предложено иных способов генезиса. Нефелины массивных уртитов обычно содержат обильные включения параллельно ориентированных иголок эгирин-пироксена, являющихся, скорее всего, продуктом распада твердого раствора нефелина. В пользу этого свидетельствует очищение краевых частей кристалликов нефелина от вростков пироксена.

Сильным доводом в пользу магматической природы массивных уртитов и одновременно указанием на источник их магмы является сопоставление Sr/Ca отношения в трахитоидных ийюлитах (сильный максимум около значения 0,025–0,030) и в массивных урритах (около 0,05) [2, см. рис. 21]. Характерно сходство асимметрии этого отношения в сравниваемых группах пород: статистические кривые имеют крутой наклон с меньшей стороны отношения и постепенное асимптотическое затухание у точек 0,15 и 0,17 для трахитоидных и массивных разностей пород соответственно. Сходство формы кривых, видимо, свидетельствует об их одинаковом магматическом происхождении, а смещение максимумов при более лейкократовом составе массивных уртитов, вероятнее всего, связано с образованием магмы последних как остаточного расплава общего очага в результате преимущественной кристаллизации и гравитационного осаждения диоксидового пироксена. В результате остаточный расплав становится более лейкократовым и обогащенным стронцием за счет удаления кальция в составе пироксена.

Таким образом, все родственные породы ийюлитовой серии произошли из общего магматического очага в процессе ранней кристаллизации и фракционирования пироксена. Перед внедрением магмы массивных уртитов сформировавшийся раньше ритмично-расслоенный массив ийюлитовой серии, видимо, претерпел метаморфизм и тектоническую деформацию.

Приведенный материал не позволяет обоснованно судить о сущности пространственной и, видимо, генетической связи ийюлитовых и нефелин-сиенитовых магм. Несомненна лишь относительная молодость последних,

что обосновывалось в предыдущем разделе этой главы и в части I книги. Такая последовательность магматизма Хибинского массива соответствует последовательности, проявленной во всех других щелочно-ультраосновных массивах [73]. И если молодость лавочорритов (неравномернозернистых нефелиновых сиенитов) и фойяитов центрального штока плутона по отношению к ийолитовому комплексу общепризнана, то для нефелиновых сиенитов хибинитового комплекса, слагающих внешнее кольцо плутона, до последнего времени [2, с. 81] принимается доийолитовый возраст. Принимается, видимо, традиционно без фактического обоснования, а представление о послейолитовом времени становления хибинитового комплекса [88] признается необоснованным [2, с. 83] и фактически отвергается без критического разбора аргументов оппонентов.

В более ранних работах в обосновании доийолитового относительного возраста хибинитов указывается на наличие в последних жил ийолитов и массивных уртитов. Мы перепроверили геолого-петрографические соотношения пород двух комплексов. Их прямые контакты крайне редки в силу преобладающего залегания между ними пород рихсчорритовой группы. В массиве известны четыре типа таких соотношений.

На северо-западном участке плато Расвумчорр, а также в скважинах № 552, 547 сохранился первичный контакт хибинитов с мезократовыми трахитоидными ийолитами. В направлении контакта в ийолитах уменьшается размер зерен основной массы породы с появлением редких небольших (до 1 см в поперечнике) порфирировых выделений нефелина. В скважинах в 5–10 см от контакта в ийолитах встречены единичные крупные (до 2 см в длину и до 0,5 см в поперечнике) призматические кристаллы зеленоватого калишпата, отсутствующие в породах вдали от контакта. В керне скважин и в обнажениях наблюдается уменьшение зернистости трахитоидных хибинитов с приближением к контакту с ийолитами. Длина призмочек калишпата в хибинитах уменьшается с 2–2,5 см до 1 см. Но совершенство огранки призмочек калишпата, характерное для неизмененных магматических пород, сохраняется. В керне проявляется полосчатость в хибинитах вблизи контакта, выраженная перемежаемостью слоев мощностью до 40 см с меняющимся (на 3–5 об.%) содержанием пироксена. По ориентировке призмочек калишпата в хибинитах проявляются элементы струйчатости. В предыдущих работах описанные структурные изменения контактирующих пород интерпретировались как результат закалки ийолитовой магмы, метаморфизирующей затвердевшие хибиниты. Однако сохранение идиоморфизма призмочек калишпата в приконтактных хибинитах указывает на отсутствие в них перекристаллизации. Так что утонение зернистости хибинитов в направлении контакта, скорее всего, связано с охлаждающим воздействием на хибинитовую магму твердых ийолитов, а расслоенность и струйчатость — с течением фракционно кристаллизующейся магмы. При этом ийолиты, видимо, испытывали метаморфическую перекристаллизацию с образованием порфиробластовых укрупненных кристаллов нефелина и калишпата, часть компонентов которого, очевидно, привнесена флюидами из хибинитовой магмы. Монокристалльные порфирировые выделения нефелина и калишпата в приконтактных мелкозернистых ийолитах не похожи на гломеропорфирировые сростки порфирокристаллов закаленных фаций магматических пород. Таким образом, рассмотренные контакты вероятнее всего ука-

зывают на взаимодействие хибинитовых расплавов с консолидированными ийолитами, свидетельствуя об относительной молодости хибинитов.

Крупное тело массивных уртитов, размеры 10–15 X 4–5 м, ориентированное своим прямолинейным северным контактом поперек ориентировке призматических кристаллов калишпата вмещающих трахитоидных хибинитов, обнажено в Парке отдыха г. Кировска. Оно описывалось предыдущими исследователями [18] как жила, пересекающая хибиниты. Осмотр этого обнажения показал, однако проявление калишпатизации уррита, распространенное в контакте с хибинитами (Таблица IV, I), что доказывает относительную молодость внедрения магмы хибинитов и ксенолитовую природу блока уртитов.

В висечем боку хибинитового массива, в некоторых местах представленном луавритоподобными малиньитами, которые принимают за подстилающий слой ийолитовой толщи, нередко жилы среднезернистых нефелиновых сиенитов с призматическими кристаллами калишпата. Ранее [18] эти жилы принимали за жильные производные ричорритового комплекса. Однако упомянутые жилы не содержат характерных для этой группы пород пойкилитовых зерен полевого шпата. По пространственной близости с хибинитовым интрузивом, структурно-минералогическому сходству с контактными фациями хибинитов описываемые жилы сиенитов в малиньитах более обоснованно считать жильными ответвлениями хибинитового комплекса в консолидированную ийолитовую толщу.

Наконец, жилоподобные пластины малиньитов среди хибинитов, обнаженные, например, на горе Поачвумчорр, не могут считаться магматическими инъекциями. Как отмечалось выше, локальное пересечение их хибинитами, пойкилитовый облик калишпата в малиньитах показывают, что они представляют собой останцы более древних ийолитов, калишпатизированных при магматическом замещении их хибинитами.

Таким образом, во всех случаях контактов хибинитов с породами ийолитового комплекса отчетливо проявляется относительная молодость хибинитов. Наряду с этим общепризнан и послейиолитовый относительный возраст льявочорритов (нефелиновых сиенитов) центрального штока. Таким образом, в Хибинском массиве проявлена нормальная гомодромная последовательность магматизма, свойственная многим другим щелочно-ультраосновным массивам [73].

Остановимся на некоторых петрологических особенностях нефелин-сиенитовых интрузивов Хибинского массива. Магмы как хибинитового, так и льявочоррит-фойяитового комплексов оказывают активное метасоматизирующее воздействие на вмещающие толщи. Для хибинитового комплекса это впервые было показано Р.П. Тихоненковой [113] при изучении фенитового ореола, окружающего Хибинский плутон. В части I настоящей книги детально обсуждается состав, зональность и генезис фенитов. Здесь лишь напомним, что фенитизации подвержены основные и кремнекислые вмещающие плутон толщ. Мощности зоны сплошной фенитизации меняется от десятков до сотен метров, а жильная фенитизация проявлена на удалении до 2 км. Между фенитами и хибинитами обычно залегают низконфелиновые и безнефелиновые щелочные сиениты, являющиеся эндоконтактными фациями магматического замещения боковых пород хибинитовой магмой. Р.П. Тихоненкова одна из первых обосновала образование фе-

нитов на магматической стадии, т.е. до консолидации материнской для них магмы, в частности хибинитовой, что подразумевает формирование фени-тов под воздействием проходящих через магмы и выходящих из нее потоков трансмагматических флюидов.

Естественно ожидать, что хибинитовая магма должна вызывать метасоматоз магматической стадии и во вмещающей ее с всякого бока толще ийолитов. Поскольку хибиниты отличаются от ийолитов прежде всего наличием в них калишпата, то следует ожидать, что выходящие из хибинитовой магмы равновесные с ней флюиды вызовут калишпатизацию ийолитов. Продуктом такого метасоматоза и являются породы рисчорритового комплекса внешнего по отношению к ийолитовой дуге кольца. Не исключено, что в него могут входить производные лявочорритового воздействия. К продуктам метасоматоза подобного типа принадлежат и дайкоподобные тела малиньитов в хибинитах горы Поачвумчорр. Мощность пород рисчорритовой серии в кровле хибинитов достигает 300–350 м.

Не менее, а может быть и более активное метасоматизирующее воздействие на ийолитовые толщи оказывают магмы лявочоррит-фойяитового центрального штока плутона. Правильнее говорить о воздействии на ийолиты лявочорритовой магмы, слагающей внешнюю часть штока и непосредственно контактирующей с породами ийолитовой серии. Трансмагматические флюиды лявочорритовой магмы, подобно флюидам хибинитовой магмы, вызывают обширную калишпатизацию в подстилающих породах ийолитовой серии, образуя тело ювитов-рисчорритов внутреннего кольца. Мощность монолитной части рисчорритового тела достигает 150 м, а с примыкающими к нему снизу малиньитами – 300 м. Сокращение мощности этого тела рисчорритовой группы на глубину компенсируется распространением в ийолитовой толще субсогласных жил рисчорритов мощностью до нескольких десятков метров.

Таким образом, нефелинсиенитовые магмы Хибинского плутона оказывают активное метасоматизирующее воздействие на вмещающие толщи, в том числе на породы ийолитовой серии. Продукты метасоматоза – породы рисчорритовой группы – слагают вторую по объему в плутоне породную группу, создавая его оригинальную структурную единицу. Формирование этих метасоматитов на магматической стадии эволюции нефелин-сиенитовых интрузивов свидетельствует о воздействии на них магматических флюидов, а значительный объем изменений показывает, что эти флюиды не могли быть растворены в магме и поступали из глубины магматических масс в виде потока трансмагматических флюидов. Надо сказать, что сходный с описанным метасоматоз вмещающих пород в меньших масштабах характерен для других нефелин-сиенитовых массивов. Так что в этом магматизм Хибинского плутона не исключителен.

Интересны структурные изменения в лявочорритах, недаром называемых еще неравномернозернистыми нефелиновыми сиенитами. На удалении в 10–20 м от контакта с ювитами и рисчорритами породы имеют крупнозернистый облик с характерными сильно удлиненными призматическими кристаллами калишпата длиной до 3 см. С приближением к контакту размер зерен минералов уменьшается и породы становятся среднезернистыми. На расстоянии нескольких метров от контакта призмочки калишпата укорачиваются, а вблизи контакта приобретают почти квадратную

форму. Иногда вблизи контакта в льявочорритах встречаются изометричные широкие, увеличенного по сравнению с основной массой размера кристаллы калишпата с включениями кристалликов нефелина. Такие кристаллы калишпата походят на пойкилобласты небольшого размера из рисчорритов. Разновидности льявочорритов с пойкилитовыми порфирированными зернами калишпата обнажаются в верхнем западном уступе Коашвинского карьера и на месторождении Куэльпор. Исходя из образования льявочорритов путем магматического замещения рисчорритов, мы предполагаем ксеногенное происхождение пойкилитовых кристаллов калишпата льявочорритов как реликтов замещенных рисчорритов. Этому соответствовало бы увеличение содержания альбитовой молекулы к краям кристаллов, что осталось неизученным. Механизм адаптирования ксеногенных кристаллов в магме обсуждался в части II.

Укорочение призмочек калишпата в приконтактных участках льявочорритов, возможно, связано с уменьшением содержания в них натрия в силу вероятной кристаллизации этих частей льявочорритовой магмы при высоком химическом потенциале калия. Его высокий уровень может быть унаследован при магматическом замещении рисчорритов или диффузионно повышен в контакте с ними. Сближение состава одноименных минералов магмы и замещаемых ею боковых пород демонстрируется на примере полевых шпатов. Сближаются и их парагенезисы, в частности, по типу темноцветного минерала взаимодействующей магматической породы. Так, на рис. 7 можно видеть, что нефелиновые сиениты как льявочоррит-фойяитового, так и хибинитового комплексов имеют амфиболовый или биотит-амфиболовый состав вдали от контактов с ийолитовой дугой и становятся пироксеновыми с приближением к ней. Пироксен как бы наследуется при замещении ийолитов, в которых он преобладает, хотя, скорее всего, это обусловлено заимствованием из замещаемых пород СаО.

Таким образом, петрохимические, петрографические и минералогические черты нефелиновых сиенитов плутона обусловлены образованием части их объема путем магматического замещения пород ийолитовой серии с опережающей их калишпатизацией магматической стадии. Продуктом такого метасоматоза являются породы рисчорритовой группы. При этом прогрессивно наступающей магмой заимствуется как часть вещества замещаемых пород, так и минералы. Последние могут использоваться для оценки объемов расплавов, образованных путем магматического замещения. Так, если пироксен нефелиновых сиенитов действительно унаследован от магматического замещения боковых пород, то предположительно не менее половины обнаженных на земной поверхности нефелиновых сиенитов хибинитового и льявочоррит-фойяитового комплексов образовалось путем магматического замещения под активным воздействием трансмагматических флюидов.

Петрогенезис пород рисчорритовой группы. Происхождение пород рисчорритовой группы представляется теперь ключевым моментом в понимании генезиса апатитовых руд Хибинского массива. Вместе с тем характер образования этих пород оказался наиболее неясным. Одни считают их несомненно магматическими с возможными элементами послемагматического преобразования (А.А. Арзамасцев, А.В. Галахов, Н.А. Елисеев,

С.И. Зак, Т.Н. Иванова, Е.А. Каменев, Л.Н. Когарко, Б.М. Куплетский, Ф.В. Минаков), другие — метасоматическими (Б.Е. Боруцкий, И.А. Зотов, С.А. Руденко, В.В. Смирнов, Л.Л. Солодовникова, В.Н. Титов, И.П. Тихоненков). На наш взгляд, объективные причины упорного противостояния двух точек зрения заключаются в следующем. Большие объемы и внутренняя однородность тел рисчорритовых пород на картах и геологических разрезах, нередкие жильные формы и сходство этих пород по качественному минеральному составу (в основном существенно эгириновый пироксен, нефелин, калишпат) с достоверно магматическими нефелиновыми сиенитами позволили предполагать их магматическое происхождение. Вместе с тем не менее закономерные и устойчивые черты отличия пород рисчорритовой группы от магматических нефелиновых сиенитов, как-то резко пойкилитовый облик калишпата рисчорритовых пород, почти безнатриевый состав этого минерала, предельное количество калия в нефелине, несвойственные интрузивным породам, магматистами не объясняются. Однако эти особенности пород рисчорритовой группы, а также пятнисто-неоднородное их новообразование во вмещающих ийолитах и урритах в совокупности объяснимы именно их метасоматической природой. На это же указывает их постоянное появление в контакте нефелиновых сиенитов массива с породами ийолитовой серии. С этой точки зрения аргументы сторонников их магматического происхождения представляются неубедительными, так как формационная выразительность свойственна метасоматитам не меньше, чем магматическим образованиям. В решении обсуждаемого вопроса немаловажно объяснить механизм образования этих необычных пород, тождественный механизму хорошо изученного петрогенетического процесса. Как показано в части I настоящей книги, аналогом процесса образования пород рисчорритовой серии представляется фенитизация — щелочной метасоматоз магматической стадии, неизменно проявляющийся в экзоконтактах нефелин-сиенитовых интрузивов, в частности хибинских [113].

В части I книги детально аргументируется метасоматическая природа пород рисчорритовой группы. Повторим главные положения.

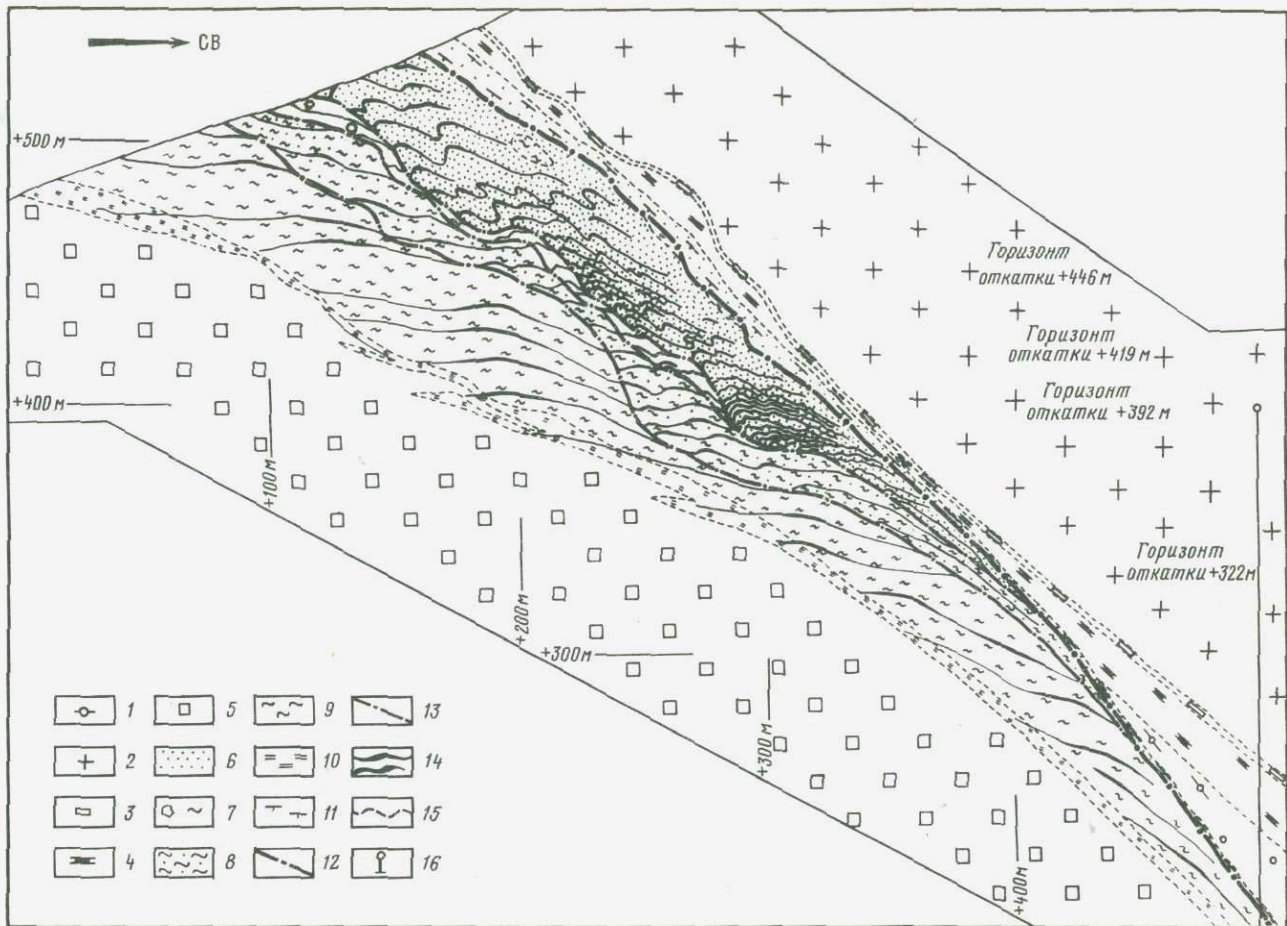
1. Пятнистое новообразование участков описываемых пород во вмещающих ийолитах типично для метасоматических и несвойственно магматическим образованиям;

2. Ситовидное строение ойкокристаллов калишпата пород, обычное в метаморфических и метасоматических образованиях, неизвестно в достоверно магматических нефелиновых сиенитах, в частности в хибинских.

3. По составу минералов и парагенезисов физико-химические условия образования пород рисчорритовой группы ясно отличаются от свойственных нефелиновым сиенитам, в частности хибинским.

4. Закономерное размещение описываемых пород в экзоконтакте нефелин-сиенитовых интрузивов с ийолитовой серией, наличие ксенолитов рисчорритов, ювитов, малиньитов в сиенитах и пересечение их жилами последних указывают на принадлежность пород рисчорритовой группы к метасоматитам магматической стадии.

5. Породы рисчорритовой группы выступают как генетический аналог хорошо известных (в частности, в Хибинах) фенитов, с которыми они сходны по привнесу циркония и фосфора.



6. Предполагаемому метасоматическому способу образования пород рисчорритовой группы соответствует вся совокупность их черт: геологических, петро-минералогических и физико-химических.

Таким образом, впервые образование пород рисчорритовой группы параллелизуется с хорошо известным в петрологии процессом, занимающим вполне определенное место в ходе эволюции Хибинского плутона.

ГЕНЕЗИС ХИБИНСКИХ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геологические условия залегания и закономерности внутреннего строения апатитовых рудных тел. Повышенный интерес к изучению Хибинского массива обусловлен наличием в нем уникальных по запасам и качеству апатитовых руд. На протяжении десятилетий эти месторождения являются основной базой фосфорных удобрений СССР.

На рис. 38 на плане массива показано размещение апатитовых месторождений, т.е. участков скопления апатита в промышленных масштабах. Повышенные концентрации апатита известны и в других частях разреза ийолитовой, реже рисчорритовой толщ. Все апатитовые месторождения залегают внутри ийолитовой толщи, ближе к ее висячему боку. В самостоятельных толщах пород рисчорритовой группы и в нефелиновых сиенитах обоих комплексов промышленные апатитовые залежи неизвестны, хотя на месторождениях южного и юго-восточного секторов содержание рисчорритов, ювитов и малиньитов достигает, наверно, 30 об.% и более. Эти породы перемежаются с оруденелыми пачками, а местами и сами содержат апатитовые руды.

На мелкомасштабных картах и разрезах (см. рис. 5) месторождения изображаются в виде протяженных (на несколько километров) по простиранию и падению линз, согласных со структурой вмещающей ийолитовой толщи. В отдельных частях массива месторождения сильно сближены и оруденение прослеживается по простиранию ийолитовой дуги почти непрерывно. В других участках разрыв между месторождениями достигает нескольких километров и говорить о непрерывности рудного слоя в массиве не приходится.

При анализе строения месторождений выявляется более простое строение одних, давно обрабатываемых на запад-юго-западном участке массива, и сложное, многоэтажное строение других, например месторождения Коашва. На рис. 39 приведен вертикальный разрез месторождения Кукисвумчорр, западного сектора массива. На нем ярко отражена ведущая геологическая закономерность, выражающаяся в залегании апатитовых руд в висячем контакте тела массивных уртитов с верхней пачкой трахитоидных

Рис. 39. Схематический геологический разрез через апатитовое месторождение Кукисвумчорр, иллюстрирующий условия залегания и размещения руд в сложной вмещающей толще

1 — уртиты-ийолиты трахитоидные; 2 — рисчорриты; 3 — лувяриты трахитоидные; 4 — малиньиты; 5 — массивные уртиты; 6–8 — типы апатитовых руд; 6 — пятнистые, пятнисто-полосчатые, 7 — крупноблоковые, 8 — линзовидно-полосчатые; 9 — ийолиты линзовидные; 10 — катаклазированные уртиты; 11 — ориентировка простирания структурных элементов; 12, 13 — тектонические деформации с разрывными нарушениями: 12 — крупные, 13 — мелкие; 14 — пликативные, складчатые тектонические нарушения; 15 — предполагаемые геологические границы; 16 — траектории скважин

ийолитов. Эта закономерность, обнаруженная почти на всех месторождениях, дала основание некоторым исследователям считать руднопродуктивной лишь магму уртитовой субинтрузии. Однако руды залегают как в массивных урритах (в прикровельной части тела), так и в ийолитах верхней трахитоидной пачки. На разрезе хорошо выражены закономерности в размещении разных промышленных типов руд, различающихся текстурно-структурными особенностями и содержанием апатита. Наиболее богаты апатитом (до 95 об.%) пятнистые и пятнисто-полосчатые руды, несколько меньше его в крупноблоковых рудах и наиболее бедны им линзовидно-полосчатые и сетчатые. Брекчиевидные руды характеризуются большими вариациями содержания апатита. На разрезе рис. 39 видно, что линзовидно-полосчатые руды целиком залегают в трахитоидных ийолитах, а богатые руды занимают контакт их с массивными урритами. Линия контакта оказывается уничтоженной. Брекчиевидные руды представляют собой в разной степени оруденелые обломки-ксенолиты трахитоидных ийолитов в матрице или цементе "рисчорритизированных" массивных урритов. При этом постоянно содержание апатита в ксенолитах заметно (на 10–25%) выше, чем в цементе. На Ньюорпахке и Оленьем ручье известны апатитовые брекчии с ийолитовым цементом, происхождение которых не совсем ясно.

По падению рудных залежей отмечается неравномерное размещение участков богатых руд. В этих участках наблюдается значительная пликативная деформированность, смятие в изоклинальные складки алюмосиликатной составляющей и самих руд.

В направлении падения рудных тел к центру массива, согласно со структурой вмещающих ийолитов и урритов, мощность оруденения сокращается, уменьшается содержание в рудах апатита и руды выклиниваются, не доходя до контакта лавчорритов. Поэтому геологическое и генетическое соотношение апатитового оруденения с лавчорритами остается неясным. Однако руды секутся жилами лувявритов, которые, возможно, являются ответвлениями лавчорритового интрузива.

Подобно описанному построено большинство месторождений массива, но месторождения юго-восточного сектора сложнее за счет проявления оруденения в нескольких горизонтах и в несколько необычных породах — малиньитах, рисчорритах, ювитах. Более подробно сравнение структурных планов разных месторождений приведено в книге А.А. Арзамасцева и др. [2]. Указанные авторы связывают усложнение структур месторождений с многоэтапностью проявления оруденения и магматизма в ийолитовой дуге, в частности, с прорыванием руд интрузией рисчорритов, ювитов.

Генезис апатитовых руд Хибинского месторождения. Как и в вопросе происхождения рисчорритов, исследователи апатитовых месторождений разделились на "магматистов" и "метасоматистов". Представления о самостоятельных фосфор-силикатных жидкостях восходят к работам А.Е. Фермана (1931 г.) и Б.М. Куплетского (1928 г.). Формирование таких жидкостей предполагалось ими в местах скопления газов кристаллизующейся магмы в камере интрузива. П.М. Фивег (1932 г.), Л.Б. Антонов (1934 г.), А.Н. Лабунцов (1927 г.), позже Т.Н. Иванова (1963 г.) предполагали отделение такой жидкости на глубине с последующей интрузией в ийолитовую

толщу. Однако преобладает представление об обособлении апатитового компонента в камере массива, видимо, из-за устойчивого положения руд в структуре ийолитовой толщи. Как мы отмечали, рудоносной считается магма массивных уртитов. Большинство указанных исследователей, а также Г.Б. Мелентьев и др. (1972 г.), Л.М. Делицин (1986 г.) [18] склоняются к механизму ликвационного обособления фосфор-силикатной жидкости с последующей ее концентрацией и локальным перемещением, с образованием, например, брекчиевидных руд. Экспериментально ликвация обнаружена в фосфор-силикатных расплавах, правда, с содержанием фосфора, превышающим рассчитанное среднее в ийолитовой толще. Л.Н. Когарко (1977 г.), как раньше Н.А. Елисеев (1953 г.), предполагает, что рудный апатит являлся нормальным кристаллизатом магмы массивных уртитов с флотационным накоплением его в прикровельной части магматического тела. Аргументы сторонников магматической концепции суммированы А.А. Арзамасцевым и др. [2, с. 89] и основаны на акцентировании сходства апатитовых залежей по размеру, формам тел, характеру контактов и микроструктурам с вмещающими магматическими породами, а также на общности с ними по силикатным минералам. Магматическая концепция подкрепляется экспериментально установленной высокой растворимостью фосфора в меланефелинитах (и в других высококальциевых магмах) — прототипе ийолитовых магм.

Другая группа исследователей [5, 8, 26, 58, 88, 98, 104, 106, 110–112] развивает представление о метасоматическом генезисе апатитовых руд Хибинских месторождений. Их аргументы будут приведены ниже, но главный из них заключается в наложенном характере оруденения на все дифференциаты ийолитовой серии, в том числе и на заключительные пегматитовые производные. Большинство представителей этой группы ученых относит апатитообразование на завершающий, послемагматический этап формирования плутона. Лишь И.И. Перекрест, В.В. Смирнов [88] и автор настоящей книги [54] связывают образование руд с калишпатизацией магматической стадии, приведшей к формированию пород рихчорритовой группы. Некоторые исследователи считают, что источником фосфора руд были подвергающиеся метасоматозу ийолиты [5] или еще более ранние каледонские ультрабазиты [88], а мы [26] предполагаем привнос части фосфора трансмагматическими флюидами, выделяющимися из нефелин-сиенитовых магм преимущественно льявчорритового комплекса.

Выяснение генезиса апатитовых руд Хибинских месторождений оказалось для автора книги наиболее сложным делом при детальном изучении Хибинского массива в 1983–1986 гг. Сотношения рудного вещества с вмещающими породами с трудом поддаются расшифровке. Как выяснилось позже, это связано с избирательным характером отложения апатита и его устойчивостью при последующих изменениях.

Пересечение апатитовыми жилами уртитовых пегматитов, например, на 238-метровом горизонте Ньюорпахжского карьера подтверждает, что апатитовые руды не являются магматическими дифференциатами ийолитовых и уртитовых расплавов. Еще раньше подобные факты были установлены М.Н. Соколовой (1972 г.) на плато Расвумчорр и на Юкспорском месторождении [58]. Пегматиты, как известно, являются самыми поздними, обогащенными летучими остаточными расплавами. К моменту формирова-

ния уртит-пегматитов другие производные ийолитовых магм должны были консолидироваться и не могли генерировать какие-либо апатитоносные расплавы.

Сделанный вывод косвенно указывает на вероятное образование апатитовых руд из флюидов, так как иных, кроме ийолитовых магм, источников фосфорносных жидкостей не известно. На кристаллизацию руд из флюидов, а не из высокофосфорных жидкостей указывает широкое распространение в ийолитах и урритах рассеянной, межзерновой вкрапленности апатита на флангах рудных тел. Магматическим жидкостям присуща компактность в отложении вещества в силу свойственных им большого поверхностного натяжения и повышенной вязкости.

Более убедительный материал в пользу флюидно-метасоматического образования апатитовых руд предоставляют брекчиевидные руды. Они распространены на всех месторождениях и залегают как внутри общего контура рудного тела, так и на его флангах [2, рис. 24, 25]. Подавляющее большинство брекчий¹ образовано угловатыми и закругленными обломками (диаметром 10–20 см) и крупными глыбами (сечением до 1,5 м) в разной степени апатитизированных полосчатых трахитоидных ийолитов и сплошных руд в массе массивных полевошпатовых урритов, обычно содержащих крупные пойкилобласты калишпата рисчорритового типа. Урриты матрицы также нередко содержат апатит, часто в рудных концентрациях. В некоторых брекчиевидных телах или их частях урриты содержатся в подчиненном количестве, слагая цемент. Несовпадающая ориентировка полосчатости в соседних обломках ийолитов указывает на их поворот и смещение относительно друг друга. Однако значительного смещения обломков, видимо, не происходит, так как нередко полосчатость обломков совпадает с таковой во вмещающих ийолитах. Отсутствие значительного перемещения обломков является одной из загадок в образовании брекчий. Другая неясность заключается в широкой вариации содержания апатита в обломках и цементе при сохранении прямопропорциональной зависимости между ними, при которой обломки постоянно на 5–20% богаче апатитом. Оруденелая брекчия всегда находится в телах апатитовых руд. В работах Т.Н. Ивановой (1963 г.) и А.А. Арзамасцева с коллегами [2] высказывается предположение, что рудные брекчии образованы в результате брекчирования рудных тел прорывающими их ювит-рисчорритовыми магматическими телами. В.Н. Титов и др. [110, 111] объясняют образование брекчий метасоматической нефелинизацией и калишпатизацией по зонам тектонических нарушений в ийолитовой толще. С метасоматозом сопряжена и апатитовая минерализация. В.Н. Титов с коллегами подметили важную особенность рудных брекчий – пересечение их цемента жилками апатита. Этот момент отражен на фотографии образца в Таблице VII, 4. Е.Г. Балаганская (1986 г.) протравливанием образцов выявила слияние апатитовых жилок цемента с рудой обломков. Исследования В.Н. Титова и Е.Г. Балаганской указывают на более позднее относительно массивных урритов образование апатито-

¹ В несравненно меньшем объеме на месторождениях распространены брекчии с ийолитовым цементом. Из-за редкости и слабой изученности эти брекчии дальше не рассматриваются.

вых руд. Широкое распространение таких соотношений не позволяет приписывать их поздним генерациям апатита.

Таким образом, апатитовое оруденение Хибинских месторождений формировалось, по нашему мнению, после консолидации магматических массивных уртитов, прорывавших и брекчировавших толщи трахитоидных ийолитов. Небольшая смещенность ксенолитов последних обусловлена тем, что массивные уртиты в основном формировались путем магматического замещения ийолитов. Это, конечно, не исключало поворота и незначительно-го перемещения ксенолитов в уртитовой магме.

Постоянная обедненность апатитом уртитового цемента по сравнению с ксенолитами ийолитов обусловлена преимущественным избирательным замещением апатитом субстрата ийолитов. Мы полагаем, что это связано с образованием апатита путем взаимодействия привносимого флюидами фосфора с кальцием пироксена ийолитов. Подобная избирательность в отложении апатита особенно отчетливо проявлена в образовании линзовидно-полосчатых руд рудника Кукисвумчорр. Здесь замещению апатитом подверглись предварительно тектонически деформированные ийолиты, приобретшие линзовидно-полосчатую текстуру, выраженную в группировке зерен нефелина в линзочки длиной 5–7 см и толщиной 2–3 см, которые обтекаются полосками пироксена. При переходе в рудную зону текстура породы полностью сохраняется, но место пироксена занимает апатит. В описанном случае образование апатита за счет и на месте пироксена ийолитов выступает отчетливо.

Нефелин замещается апатитом менее активно в силу несовпадения их катионного состава. Поэтому уртитовый цемент брекчий всегда содержит апатита меньше, чем ийолитовые ксенолиты. Однако при образовании сплошных руд замещается апатитом и нефелин. Мы предполагаем, что этому способствует повышенная тектоническая деформированность нефелина и напряженное состояние решетки таких кристаллов, способствующее повышенной его растворимости в рудообразующих флюидах. Видимо, поэтому наиболее напряженно, с образованием изоклиальной, мигматитоподобной складчатости тектонически деформированы участки богатых руд.

Наибольшую сложность представляет задача выяснения генетической связи апатитового оруденения с калишпатовым метасоматозом, формировавшим породы рисчорритовой группы. Существование такой связи намечалось давно в работах Л.Л. Солодовниковой, С.А. Руденко, В.Н. Титова и поддерживалось Б.Е. Боруцким с коллегами [8, 58, 98, 106, 110, 111]. Все они считали, что калишпатизация является передовым фронтом оруденения или она вызывает перекристаллизацию и переотложение апатита ийолитов. И.И. Перекрест, В.В. Смирнов [88] ближе всех подошли к правильному, на наш взгляд, решению вопроса, определив упомянутую калишпатизацию как метасоматоз на фронте магматического замещения ийолитов нефелин-сиенитовыми магмами, мобилизующий и переоткладывающий рассеянный в ийолитах апатит. Такая же трактовка предложена для апатитового оруденения Маганского массива ультращелочных пород Сибири (Расс, 1987 г.).

Мы пришли к близким выводам [26, 54, 144], но вначале столкнулись с большими трудностями при расшифровке относительных возрастных со-

отношений рисчорритов с апатитовым оруденением. Надо сказать, что пойкилитовые полевые шпаты рисчорритового облика широко, хотя и в небольшом количестве распространены на всех апатитовых месторождениях в рудовмещающих породах или в самих рудах. Особенно это характерно для месторождений плато Расвумчарр, Коашва, Олений ручей. Однако непосредственно апатит нечасто контактирует с калишпатом. И когда это случается, апатит чаще всего несколькими пунктирными жилками как бы пересекает крупные пойкилобласты калишпата. Поэтому многие из названных исследователей считают апатитовую минерализацию моложе пойкилитового полевого шпата. Настораживает лишь то обстоятельство, что апатит практически никогда не распространяется вдоль границ кристаллов калишпата. Наконец, в одной из выработок Кировского рудника удалось наблюдать рост дендритовидного пойкилитового кристалла калишпата от подложки апатитовой жилки во вмещающий ийолит. В этом случае совершенно ясно либо сингенетичное образование апатитовой жилки и кристалла калишпата, либо более позднее его образование с поступлением калия со стороны апатитовой жилки. Следовательно, рудный апатит образуется никак не позже пойкилобластов калишпата. Вследствие этого пунктирные жилковидные выделения апатита в кристаллах калишпата были интерпретированы нами как реликты апатитовых жилок в ийолитах, в которых происходит новообразование более поздних пойкилобластов полевого шпата. Под микроскопом удалось наблюдать, что апатитовые кристаллы при этом увеличиваются в размере и приобретают иногда футлярообразную форму за счет встраивания в них калишпата. Сохранение или неполное растворение кристаллов апатита при калишпатизации связано, видимо, с тем, что в первую очередь калишпат замещает глиноземсодержащий нефелин и лишь затем вызывает растворение апатита.

Сопоставление всей совокупности фактов по соотношению апатитового оруденения с породами ийолитовой серии и группы рисчорритов привело к заключению об образовании минерализации на передовом фронте калишпатизации ийолитовой толщи, кальций которой служит осадителем фосфора в виде апатита. Растворение апатита при наступлении на руды калишпатовых пород указывает на то, что фосфор, видимо, переносится высококалиевыми растворами и в соединении с калием. Таким соединением может быть, скажем, $K_3-xPO_4-xF_x$, которое было предположено А.А. Маракушевым [1] при изучении апатитовой минерализации в флогопитовых магнезиальных скарнах Алдана. Присутствие в соединении фтора обосновывается тем, что рудные апатиты всегда принадлежат к фторсодержащим разновидностям. Таковы и апатиты Хибинских месторождений.

Источником калия в Хибинском массиве могут быть только нефелиновые сиениты, трансмагматические флюиды которых, ответственные за формирование пород рисчорритовой группы, вероятно, являлись переносчиком фосфора в составе предложенного соединения. Таким образом, источником фосфора апатитовых месторождений Хибин в значительной степени могли быть нефелин-сиенитовые магмы, из которых активно выделялись потоки трансмагматических флюидов. Часть апатита несомненно заимствовалась из метасоматизируемых ийолитов. Феноменально большие запасы апатитовых руд Хибинского массива были обусловлены, видимо, двумя главными причинами: большими объемами рудоосаждающих пород ийоли-

товой серии и активными потоками трансмагматических флюидов высококалиевых магм — нефелиновых сиенитов.

Анализ литературных данных [1] по другим апатитовым месторождениям показывает, что они также возникают в экзоконтактах нефелиновых сиенитов и сиенитов, когда боковые породы представлены низкокалиевыми, но богатыми основаниями и особенно кальцием разностями. Отложение же апатита происходит на фронте калиевого метасоматоза с образованием калишпата и/или флогопита, биотита. Такова апатитовая минерализация в алюмосиликатных породах Ковдорского массива, описанная А.А. Глаголевым [1], в диоритах Ощурковского месторождения, рассмотренная Г.А. Андреевым [1], в анортозитах Геранского массива (устное сообщение М. Суханова), в многочисленных габбро-сиенитовых массивах Салаира, Кузнецкого Алатау.

Микроаналогом такого явления, проявленным на мантийных глубинах, оказались процессы плавления перидотитов, описанные А.П. Джоунсем и др. [140]. Ксенолиты обнаружены в щелочных магмах, содержащих около 1,5% K_2O и 0,4% P_2O_5 . При плавлении оливина ксенолитов при мантийном давлении в шести стеклах было установлено содержание K_2O на уровне около 4,5% и удивительно выдержанное количество P_2O_5 — около 1%. Авторы не объясняют причины такого обогащения апооливиновых стекол калием и фосфором, но это трудно объяснить, не привлекая к участию в плавлении магматических газов, привносивших эти элементы. Таким образом, апатитовые месторождения в алюмосиликатных породах являются продуктом действия трансмагматических флюидов, привносивших фосфор.

**ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ
ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОПОТОКОВ
И ИХ ВЗАИМОСВЯЗИ С МАГМОГЕНЕРАЦИЕЙ,
РУДООБРАЗОВАНИЕМ И ТЕКТОГЕНЕЗОМ**

В предыдущих разделах показана широкая распространенность трансмагматических флюидов в магматических интрузиях любого состава и разных уровней формирования. Особенно примечательно их активное проявление в областях региональной гранитизации, распространенной на глубинах 15–25–35 км. Это наиболее глубокие уровни магматизма, доступные непосредственному изучению. Гранитизация и возбуждающие ее потоки трансмагматических флюидов проявляются, как видно, в основании земной коры. Маловероятно, чтобы эти явления были связаны с проникновением в такие глубины поверхностных метеорных вод. Химически связанных летучих, прежде всего воды, выделяющихся из разогретых до состояния плавления метаморфических пород, явно недостаточно для возбуждения региональной гранитизации. Это тем более очевидно в случаях гранитизации мощных базитовых толщ, например, на Алданском и Украинском кристаллических щитах. Поэтому Д.С. Коржинский [47] предполагал, что источником трансмагматических флюидов являются подкоровые уровни, т.е. мантийное вещество. Представления о том, что из мантии в кору проникают потоки флюидов, в настоящее время широко распространены в зарубежной литературе (см., например, [135]). Правда, считается, что такие флюидопотоки образованы преимущественно углекислотой. Можно утверждать, что геологическим опытом доказано зарождение в мантии и поступление в кору потоков легко летучих компонентов. Интересным является вопрос об условиях зарождения таких флюидопотоков.

В современной петрологии оформилось и активно развивается новое научное направление о мантийных процессах, протекающих с участием флюидопотоков. Признаком их существования являются многочисленные факты метасоматоза мантийных ксенолитов глубинных магм, проявляющегося в мантийных условиях. В представлениях о мантийных флюидопотоках много неясного и спорного, касающегося состава флюидов, масштабов проявления флюидного метасоматоза, минерало-петро-геохимического его выражения, окислительно-восстановительных характеристик процесса и многого другого. Вместе с тем в этой проблеме оформились некоторые устойчивые воззрения, в частности, на пространственно-генетические соотношения мантийных флюидопотоков с магмообразованием. В характерном виде они высказаны П.Дж. Вайлли [154] и обобщенно формулируются следующим образом. Мантийные флюидопотоки возможны и, вероятно, существуют лишь в твердом мантийном веществе, ниже или выше уровней магмогенерации. В зонах плавления мантийного вещества флюидопотоки отсутствуют в силу поглощения их новообразованными расплавами. Подобных представлений придерживаются все сторонники концепции мантийного петрогенезиса с участием флюидопотоков, например, Д.К. Бейли, Р. Воллмер, А.В. Хофманн (см. [138]). Эти воззрения основываются

главным образом на двух положениях: 1) высокой растворимости различных легко летучих компонентов в алюмосиликатных расплавах при мантийных давлениях; 2) низком содержании летучих в веществе верхней мантии.

Таким образом, популярные в настоящее время и активно развивающиеся представления о флюидопотоках в верхней мантии подкрепляют гипотезу о подкоровом источнике трансмагматических флюидов. Вместе с тем предположения о поглощении флюидопотоков в участках плавления мантийного вещества находятся в противоречии с ней. Ведь трансмагматические флюиды характерным образом проявляются как раз в моменты активной эволюции жидких магматических масс. Это противоречие заслуживает более детального анализа.

МАГМООБРАЗОВАНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОПОТОКОВ В МАНТИИ

Вопросы мантийного магмообразования относятся к сложнейшим, но актуальным в современной петрологии глубинных процессов. Они важны для многих научных направлений и прежде всего формационного анализа магматизма, разработки теории магматогенного и эндогенного рудообразования. Имеется обширная современная литература по вопросам генезиса глубинных магм, особенно кимберлитовых, лампроитовых, коматиитовых, андезитовых и др. Не имея возможности детально анализировать накопленный материал, затронем лишь немногие аспекты мантийного магмообразования, имеющие отношение к флюидному режиму этих зон.

Главным вопросом магмогенерации представляется выяснение одной или нескольких причин появления магматических жидкостей в твердом мантийном веществе. Перед его рассмотрением уточним, о каком мантийном уровне пойдет речь. Обсуждение целесообразно ограничить уровнями зарождения только тех магм, которые проникают в верхние горизонты земной коры и кристаллизуются на глубинах, доступных прямому изучению, хотя бы и фрагментарному. Из таких магм достоверно наиболее глубинными являются алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые. Некоторые исследователи предполагают, что коматиитовые магмы происходят с еще больших глубин, но прямых доказательств этого нет.

Можно думать, что алмазоносные магмы зарождаются на глубинах не меньших, чем уровни стабильности алмазов, если, конечно, придерживаться представлений об образовании минералов в условиях термодинамической устойчивости. Минимальная глубина термодинамической устойчивости алмазов в мантии зависит от ее температурного режима в силу положительного наклона $P-T$ кривой равновесия алмаз—графит. Из-за более высокого предполагаемого геотермического градиента в океанах и тектонически активных зонах континентов верхний уровень устойчивости алмазов в них заглублен и, видимо, приходится на области обширного плавления мантии [75]. Алмазы в глубинных магмах этих областей редки и встречаются в единичных зернах. В геотектонически спокойных областях континентов, например, на кристаллических щитах геотермический градиент невелик и верхний уровень стабильности алмазов располагается на меньших глубинах. При предполагаемой "континентальной" геотерме он должен нахо-

даться в 200–250 км от земной поверхности. Таким образом, верхний уровень генерации кимберлитовых и лампроитовых магм ограничивается этими глубинами.

Имеются теоретические предпосылки ожидать существования естественного барьера, препятствующего или по крайней мере затрудняющего подъем природных расплавов с некоторого глубинного уровня. Предположения основаны на большем коэффициенте изотермического сжатия у алюмосиликатных жидкостей по сравнению со стабильными в этих условиях минералами. В результате на некотором глубинном уровне может произойти инверсия плотностей магматических жидкостей относительно мантийного субстрата, при которой их плотности становятся равны. Ниже этого уровня плотности расплавов окажутся выше плотности перидотитового вещества мантии, которое, следовательно, должно скапливаться вверху магматических бассейнов, препятствуя подъему магм. Вопрос об уровнях инверсии плотностей сравниваемых сред сейчас усиленно исследуется. К настоящему времени сложилось мнение [146] о том, что в зависимости от щелочности среды и состава магм этот уровень располагается на глубинах 130–300 км, наибольших для магм, обогащенных лейкократовыми компонентами. Следовательно, возможность выхода к земной поверхности магм с глубин более 300 км ограничена. Этот уровень мы принимаем за нижнюю границу генерации кимберлитовых и лампроитовых расплавов, хотя, возможно, он расположен несколько выше.

Обсудим возможные причины магнообразования в верхней мантии на глубинах не более 300 км. Если не учитывать предположение Е.В. Артюшкова [3] о внедрении расплавленных масс от границы ядра с нижней мантией, то остается ограниченное число вероятных причин плавления субстрата верхней мантии, а принципиальных только три: 1) локальный подъем температур; 2) внедрение флюирующих компонентов, например флюидов, снижающих температуру плавления перидотитов; 3) снижение давления при постоянстве температур.

Радиоактивный источник тепла в областях магнообразования, видимо, недействителен в областях зарождения глубинных магм основного и ультраосновного состава, так как содержания в них радиоактивных элементов низки. Хотя этот источник тепла нельзя сбрасывать со счета при образовании таких магм, сопряженных с ультращелочным и карбонатитовым магматизмом, его проявление ограничено в пространстве и во времени.

В настоящее время популярны представления о возможном локальном прогреве нижних горизонтов верхней мантии восходящими струями конвектирующего вещества нижней мантии [129, 138]. В какой-то мере эти представления можно параллелизовать с идеями существования в мантии закрепленных в пространстве "горячих точек", тепло которых возбуждает магнообразование в верхней мантии и в основании горизонтально перемещающихся литосферных плит (см., например, [129]). Механизм передачи тепла в верхней мантии и литосфере, причины узконаправленной теплопередачи остаются в этих моделях неясны. Механизм теплопереноса в них обсуждается не всегда. Передача же тепла путем теплопроводности не имеет локализационных форм распространения. И если действительно в природе имеет место узко направленная передача тепла из нижней мантии в верхнюю, то она должна осуществляться потоками

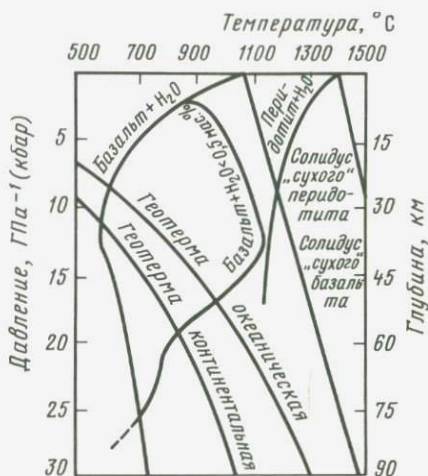
Рис. 40. Сухие и "мокрые" солидусы базальтов и перидотитов. Положение линий заимствованно у А.А. Кадика, М.Ф. Френкеля [36, см. рис. 2]

флюидов, высоко флюидных магм или флюидизированного твердого вещества с высокими реологическими свойствами. Поскольку выше мы условились исключить из рассмотрения возможность подъема магм с глубин более 300 км, а вероятность быстрого подъема масс твердых пород на расстояния в сотни километров совершенно неясна, то остается допустить, что передача тепла из нижней мантии в верхнюю происходит в этих моде-

лях с помощью флюидов. Однако при этом возникает затруднение в связи с ограниченным удельным теплосодержанием флюидов по сравнению с жидкостями. Маловероятна и несмесимость флюидов с алюмосиликатными расплавами при господствующих здесь высоких давлениях. По этим и другим причинам выплавление магм на глубинах менее 300 км за счет тепла нижней мантии проблематично.

Представление об узколокальном проявлении в верхней мантии очагов магмообразования, в некотором смысле смыкающееся с понятием "горячих точек", может быть связано с иной ролью глубинных флюидопотоков. Известно, что многие летучие компоненты, в частности, широко распространенные H_2O и CO_2 значительно (на сотни градусов) снижают температуру солидуса магм (рис. 40). Если предположить, что бедное летучими мантийное вещество перегрето относительно температуры солидуса при некотором уровне насыщения летучими, то поступление в него флюидов вызовет плавление. Сторонниками такого механизма магмогенерации в мантии являются многие исследователи, например, Д.К. Бейли [138], П.Дж. Вайлли [154] и др. По рис. 40 и материалам Б. Майсена, А. Беттчера [73] можно установить, что в условиях распределения в мантии температур соответственно "континентальной" геотерме представленный механизм магмообразования может проявиться на глубинах более 40 км для базальтовых магм и более 90 км для ультраосновных магм в водно-углекислотных средах. Предполагается, что флюиды поступают из более глубоких горизонтов мантии, скажем, из вещества нижней мантии, как предусматривается предыдущей концепцией. Правда, в настоящее время многие связывают источник глубинных флюидов с далеко продвинутыми в мантию континентов субдуцированными океаническими плитами. Но надежных доказательств продвижения океанических плит так далеко под континенты нет. Тем не менее изложенная гипотеза магмообразования согласуется с распространенными представлениями о мантийных флюидопотоках.

Плавление мантии может происходить в изотермических условиях при снижении давления, способствующего образованию фаз с большим



удельным объемом. В интервале глубин от земной поверхности до 300-километрового уровня удельный объем магматических расплавов больше, чем у продуктов их кристаллизации, так что снижение давления в этом интервале глубин может привести к плавлению мантийного субстрата. Обсудим возможность проявления такого механизма магмогенерации.

Еще недавно считали вполне вероятным образование магм при снижении давления в зонах тектонических нарушений, достигающих мантийных горизонтов с соответствующими температурами. Проявление в верхней мантии тектонических срывов и сдвигов крупных блоков доказывалось выносом из этих глубин катаклазированных ксенолитов и размещением здесь эпицентров землетрясений, порождаемых перемещениями крупных мантийных блоков. При их смещениях вполне вероятно возникновение участков резкого (катастрофического) снижения давления, где могут возникнуть расплавы. Однако время существования таких участков, их размеры в мантийных условиях должны быть малы из-за господствующего там сильного сжатия вещества. Они будут быстро ликвидироваться за счет катакластического разрушения окружающего мантийного каркаса. В то же время для плавления минералов требуется значительное время в силу диффузионного механизма объединения элементов в эвтектоидные соотношения. Поэтому плавление мантии при тектонических разрядах напряжений не может вести к образованию геологически значимых объемов магм.

Снижение давления в больших объемах мантии может происходить при подъеме ("всплывании") ее крупных блоков. Землетрясения доказывают существование таких смещений. Экспериментально установленные высокие реологические свойства и способность к пластическому течению перидотитов при мантийных параметрах являются основой представлений об активных конвективных движениях верхнемантийного вещества. По рис. 40 можно грубо оценить высоту смещения мантийного блока, находящегося на "континентальной" геотерме, необходимую для выплавления в нем магм основного или ультраосновного состава (на соответствующей линии солидуса) при сохранении в блоке температуры, близкой к исходной. Температура поднимающегося блока обязательно снижается за счет адиабатического увеличения объема пород. Такое изменение мало и не превышает десятых долей градуса на километр подъема. При подъеме мантийный блок перемещается в более холодные горизонты и его температура должна уменьшаться за счет стока тепла в окружающие толщи за счет теплопроводности. Но теплопроводность силикатов низка, и такое охлаждение крупных мантийных блоков, особенно в их центральных частях, должно происходить чрезвычайно медленно. При рассмотрении начальных стадий эволюции вещества поднимающихся блоков им можно также пренебречь. Следовательно, при быстром (скажем, мгновенном) подъеме крупных мантийных блоков (с горизонтальными сечениями в первые километры) на расстояние, предположим, в 50 км его температура снизится лишь на 20–25°С за счет адиабатического увеличения объема пород. По рис. 40 найдем, что в блоке континентальной мантии, выдвинутом с глубины в 60 км к земной поверхности, может произойти выплавление базальтовой магмы при содержании в ней воды чуть менее 0,5 мас.%. При таком же темпе снижения температур в сухих условиях базальтовая жидкость может появиться при передвижении мантийного блока со 100 км на уровень 10 км. Для выплавления

в сухих условиях ультраосновных магм мантийные блоки должны быть выдвинуты с более горячих и глубоких уровней в 200—250 км на расстояние более 150 км. В водно-углекислотной атмосфере, по данным Б. Майсена и А. Бетчера [73], плавление перидотитового вещества может происходить при подъеме мантийных блоков в адиабатическом режиме на расстояния от 15 до 45 км в зависимости от мольной доли воды во флюиде. Сделанные расчеты приблизительны, но они указывают на принципиальную возможность магмообразования в поднимающихся мантийных блоках при благоприятных условиях. Таким условием является присутствие в мантийном веществе летучих.

Из рассмотренных трех способов магмообразования в верхней мантии вероятны два: изотермическое плавление под флюирующим воздействием потоков глубинных флюидов и адиабатическое плавление в поднимающихся мантийных блоках, содержащих летучие. В том и другом случае большое значение имеют легко летучие компоненты, их содержание и поведение. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Многочисленные факты проявления метасоматоза в мантийных условиях являются несомненным свидетельством существования в верхней мантии флюидопотоков. Однако их распространенность, объемы, место и механизмы зарождения остаются неясными. Как уже отмечалось, принято считать [154], что флюидопотоки могут существовать лишь в твердом мантийном субстрате, ниже и выше уровней даже частичного плавления. Это суждение основано на представлениях о низком (0,2—0,03 мас.%) содержании летучих в веществе верхней мантии и высокой их растворимости в магматических расплавах при давлениях в несколько десятков килобар.

Данные о таких низких содержаниях летучих в мантийном веществе противоречат предположению о существовании в нем самостоятельной флюидной фазы и тем более флюидопотоков. Из указанного количества часть летучих, очевидно, заключена в минералах в изоморфной форме (например, группы OH^- в гранатах, азот в алмазах) и в составе мелких включений плотных флюидов. С учетом этого, видимо, не больше половины летучих образует свободную флюидную фазу, представляющую собой уплотненную надкритическую газ-жидкость с высоким (более 30 мас.%) содержанием в ней растворенных компонентов мантийного вещества. Ее общий объем не превысит 0,2% мантийного вещества и будет представлен ограниченным числом или единичным флюидным обособлением на границах зерен и в интерстициях. При давлениях в несколько ГПа сечения межзерновых зазоров, вероятно, приблизятся к размерам вакансий в кристаллах и станут непроницаемы для молекулярных жидкостей. Таким образом, можно предположить, что оцененное количество летучих окажется прочно законсервированным в мантийном веществе и неспособным образовать флюидопотоки.

Оценка содержания летучих в мантийном веществе зависит от метода расчета. Расчеты производились разными авторами на основе различных гипотетических представлений. Например, В.В. Хлестов (1979 г.) исходил из предположения об образовании верхних слоев Земли из вещества хондритов. В этом предположении не учитывается дифференциации Земли на последних стадиях аккреции, когда могла возрасти доля кометного вещества. Более реальными представляются попытки использования некоторых ха-

рактистик глубинных магм, извергающихся на земную поверхность. Например, И.Д. Рябчиков [102] оценивал содержание воды в мантии по ее количеству в глубинных щелочных базальтах с учетом доли плавления. При таком подсчете вероятно занижение цифр из-за возможной потери магмами газовой фазы в моменты подъема и промежуточных остановок, а также недооценка доли плавления мантийного вещества. С.Дж. Аллгре [128] оценивал содержание воды в веществе верхней мантии путем отнесения на весь объем мантии (до глубины в 700 км) воды современной гидросферы. Положительным моментом такого подхода, на наш взгляд, является трудно оспоримое предположение о выделении атмосферы и гидросферы планеты при дифференциации преимущественно верхнего слоя Земли. Однако толщина этого слоя, по всей вероятности, автором была завышена, а оценка оказалась заниженной.

Нами произведены собственные расчеты предположительного содержания летучих в гипотетической примитивной мантии с помощью подходов И.Д. Рябчикова и С.Дж. Аллгре. Петрохимические особенности глубинных магм использовались для грубой оценки толщины слоя дифференцированной мантии, послужившей источником вод океанов и морей.

Надо отметить, что вопрос об уровне залегания границы или границ раздела дифференцированной (обедненной или деплетированной) и недифференцированной (примитивной)¹ частей мантии обсуждается в настоящее время очень активно. Он осложняется выделением еще метасоматически переработанных участков дифференцированной мантии, которые также называют обогащенной (вторично) мантией. Библиография по этим вопросам обширна (см., например, у А.В. Хофманна [138]). Ее обзор показывает разнообразие взглядов, в том числе взаимоисключающих, на объемные соотношения и пространственное расположение мантийного вещества примитивного, деплетированного и вторично обогащенного типа. Подавляющее большинство ученых считают, что основной объем примитивной или частично дифференцированной мантии расположен ниже горизонтов обедненной мантии, время от времени интродуцируемых нижележащим веществом. Такое мнение в общем согласуется с локальностью и небольшими объемами проявлений у земной поверхности магм, обладающих признаками выплавления из участков лишь частично дифференцированной мантии. Тип мантийного источника устанавливается по степени обогащенности (обедненности) его несовместимыми элементами. При этом пользуются сопоставлением содержаний элементов в ксенолитах мантийного слоя и в принимаемом за эталон ксенолите примитивной мантии. Но чаще для характеристики типа мантии пользуются содержаниями несовместимых

¹ Под примитивной мантией понимают тип пород, содержащих повышенное количество большой группы так называемых несовместимых элементов, которые при частичном плавлении мантийного вещества преимущественно перераспределяются из кристаллических фаз в жидкость или флюид. Такое поведение элементов обусловлено тем, что из-за увеличенного размера ионов и особой валентности они ограничено растворимы в мантийных минералах при господствующих там давлениях. К несовместимым элементам относятся щелочи, редкие щелочноземельные элементы, легкие редкоземельные элементы и др. Вещество деплетированной мантии обеднено несовместимыми элементами. Вторично обогащенное мантийное вещество характеризуется повышенным, иногда значительно, содержанием несовместимых элементов.

элементов в магматических производных диагностируемого мантийного слоя. При этом важна оценка доли плавления мантийного субстрата.

Менее ясен вопрос о глубине залегания поверхности неполно дифференцированной мантии. Большинство исследователей отождествляют ее с границей раздела верхней и нижней мантии. Но делается это, по утверждению авторитетного в этих вопросах Р.К. О' Нионса [149], совершенно условно (директивно) и не подкреплено фактическими данными. В дополнение укажем на отмеченную малую вероятность выхода к земной поверхности магм с глубин более 300 км. Следовательно, происхождение пород, принимаемых по петро-геохимическим характеристикам за производные участков неполно дифференцированного мантийного вещества, ограничено этим же интервалом глубин. По существующим термобарометрическим методам, далеким, правда, от совершенства по точности и однозначности, наиболее близкие к примитивно мантийным источники выявляются на максимальных глубинах. На это указывает рост щелочнометальности глубинных базит-ультрабазитовых магм по мере заглупления их источников: Щелочи, как известно, в числе других элементов относятся к группе несовместимых, охотно перераспределяющихся при плавлении мантийного вещества в магматические жидкости. Конкретные содержания в магмах щелочей зависят в первую очередь от концентрации их в плавящемся субстрате, а также от степени плавления, которую можно грубо оценивать по содержанию в магмах SiO_2 и MgO . С увеличением объема плавления расплавы прогрессивно обогащаются тугоплавким форстеритовым компонентом мантийного субстрата. Среди заведомо глубинных магм средней и низкой кремнекислотности ($\text{SiO}_2 < 45$ мас. %), средней и высокой магнезиальности ($\text{MgO} > 18\%$) в большей степени обогащены щелочами наиболее глубинные кимберлитовые и лампроитовые расплавы, что указывает на увеличение с глубиной щелочности мантийного субстрата. Следовательно, в интервале глубин до 300 км, зондируемых природными магмами, вниз по разрезу доля примитивного компонента в составе мантии растет. На этом основании можно предположить неполно дифференцированное или вообще недифференцированное состояние вещества в основании рассматриваемого глубинного интервала на уровнях выплавления алмазосных магм. Поэтому границу раздела областей деплетированного и приближающегося к примитивному мантийного вещества мы условно проводим по минимальной глубине стабильности алмазов, приблизительно на уровне 200 км (огрублено для упрощения дальнейших расчетов).

Зная объем дифференцированной мантии, послужившей источником современной гидросферы и атмосферы планеты, можно грубо оценить содержание летучих в примитивном мантийном веществе, видимо, еще сохраняющемся ниже установленного уровня. Масса 200-километрового верхнего слоя Земли при средней плотности в $3,0 \text{ г/см}^3$ составляет $3 \times 10^{26} \text{ г}$. По подсчетам В.А. Ильина [34], общая масса воды на земной поверхности, заключенная в морях и океанах, пресных озерах и реках, в ледниках и верхних слоях земной коры доходит до $2,251 \cdot 10^{24} \text{ г}$ (соответственно в млн км^3 : 1370; 0,75; 22,6 и в земной коре $0,479 \cdot 10^{24} \text{ г}$ свободной и $0,379 \cdot 10^{24} \text{ г}$ химически связанной H_2O). Отсюда среднее содержание водных компонентов в гипотетическом веществе примитивной мантии, вероятно, равно 0,75 мас.%. Прибавляя к нему массу углекислоты

и азота, содержания которых в мантии принимаются на один и два порядка меньше воды [102], среднее содержание трех основных летучих компонентов в примитивном мантийном веществе необходимо оценить примерно в 0,83 мас.%. С учетом массы углерода и водорода, захороненных в земле в виде рассеянной органической примеси, углей, углистых сланцев, нефти и газа истинное значение среднего содержания летучих приближается к 1 мас.%. В дальнейшем для простоты расчетов мы будем пользоваться этой величиной, понимая недостижимость более точных оценок.

Полученное значение на 1–2 порядка превосходит оценки средних содержаний летучих в примитивной мантии, принимаемых другими авторами. Однако и этого увеличенного количества летучих, видимо, недостаточно для образования в твердой мантии флюидопотоков без специфических подготовительных процессов. Дело в том, что часть летучих, скажем половина, будет законсервирована в минералах в виде изоморфной примеси и флюидных микровключений. Объем же свободной флюидной фазы, вероятно, образующей вакуоли на сильно сжатых границах и в интерстициях зерен, едва ли превысит 0,8 об.% при давлениях в 4–5 ГПа (40–50 кбар). Эта оценка получена с учетом сильного уплотнения газов, которое по экстраполяции экспериментальных данных для этих давлений, возможно, доходит до 2 г/см³ [91]. Ввиду вероятной на этих глубинах низкой проницаемости твердого каркаса мантийного вещества, включая и межзерновые границы, вакуоли свободной флюидной фазы должны быть столь же неподвижны, как и флюидные включения в минералах.

Таким образом, даже при максимально возможном содержании летучих в примитивном веществе верхней мантии естественное образование в ней флюидопотоков маловероятно. Вместе с тем их проявления несомненны. Для разрешения противоречия следует предположить некоторый дополнительный процесс, способный вызвать концентрирование предполагаемых летучих во флюидопотоки.

В настоящее время внимание петрологов привлекают разрывные деформации мантийного субстрата и возможное дифференциальное движение фаз в перемещающихся жидкостно-твердых смесях, с которыми отождествляются перемещающиеся мантийные блоки. Выше уже аргументировалось действительное проявление в мантии обоих процессов, хотя их роль в мобилизации и концентрировании флюидов в потоки неясна. В гидродинамике дифференциальная подвижность гетерофазных сред с контрастными плотностными и вязкостными свойствами считается возможной, если объемное содержание наименьшей фазы превышает 10% (Бэр, Заславский, Ирмей, 1971 г., рис. 10.4). Это на порядок больше максимально возможного количества свободной флюидной фазы в мантийном веществе, не претерпевшем специфических процессов ее концентрирования. Примечательно отсутствие крустификационных структур в огромной коллекции хорошо изученных ксенолитов мантийных пород, которые неизбежно формировались бы вокруг значительных флюидных обособлений, вероятных в породах с объемом свободных флюидов в несколько процентов. Единственный случай такой структуры установлен в мантийном ксенолите, обнаруженном на территории Монголии В.И. Коваленко с коллегами (1979 г.). Уникальность находки свидетельствует о фактическом отсутствии в твердой мантии участков концентрации свободных флюидов в количестве

нескольких объемных процентов. В силу этого предполагаемый механизм динамического концентрирования флюидов в движущихся мантийных блоках нельзя признать действенным в современной мантии. Среди изученных ксенолитов пород мантии обычны катаклазированные разности, в том числе обогащенные легко подвижными в мантийных условиях элементами, включая несовместимые. Такие образцы многими исследователями не без основания считаются близкими к субстрату примитивной мантии, предположительно обогащенному и легко летучими компонентами. Катаклаз и трещинообразование в таких породах не сопровождаются, однако, формированием в них крустификационных и порфириобластовых структур, которые могли бы указывать на процессы концентрирования свободных флюидов или циркуляции в них флюидопотоков. Видимо, в силу сильного сжатия трещины в твердых мантийных породах остаются непроницаемы для флюидов из-за малого их сечения, что уже предполагалось выше.

Таким образом, процессы тектонического дробления и динамического перемещения твердого мантийного субстрата не сопровождаются и не вызывают заметной мобилизации и концентрации мантийных флюидов. Зоны трещиноватости и катаклаза в мантийных условиях малопроницаемы для свободно циркулирующих флюидов. Практическое отсутствие мантийных ксенолитов со структурами, указывающими на относительно крупные обособления свободных флюидов, вызывает сомнение в соответствии широко распространенных представлений о флюидопотоках в твердом субстрате нижних и средних горизонтов верхней мантии фактической картине. Видимо, в мантии действуют иные механизмы концентрирования флюидов в потоки, вызывающие глубинный метасоматоз.

В мантии, наверняка, имеет место частичное плавление, которое, на наш взгляд, может быть эффективным концентратором мантийных флюидов. Это обусловлено аккумулялирующей ролью мантийных жидкостей в отношении элементов и соединений, слабо растворимых (несовместимых) в минералах мантийных пород. К ним без сомнения должны быть отнесены и летучие, во всяком случае в нижних горизонтах обсуждаемого интервала глубин (до 300 км). Ограниченное действие этого правила в отношении воды вероятно лишь в интервале 30–60 км, в котором устойчивы флогопит и амфибол. А для CO_2 серьезные отклонения должны наблюдаться ниже основания разреза, где расширяется поле устойчивости магнезита [36, рис. 3 а, б, в]. Таким образом, в интервале глубин от 60 до 250–300 км магматические жидкости должны быть эффективными концентраторами легко летучих компонентов. Это мнение разделяется всеми исследователями, и оно отражено в распространенном представлении о "высушивающем" воздействии магм на твердое мантийное вещество в зонах частичного плавления.

Обсудим возможный физический образ процессов экстрагирования летучих гипотетической примитивной мантии при частичном плавлении. Предположим, что в мантийном субстрате образуется 2–3 мас.% расплава. Его объем несколько превысит эти цифры пропорционально отношению удельных объемов расплавов и исходных твердых продуктов. Вероятно, расплавы образуют сеть соединяющихся межгранулярных пленок в твердом каркасе мантийного вещества. В соответствии с обоснованным выше

правилом поведения летучих как несовместимых компонентов они должны в основном перейти из кристаллических фаз рести́та в магматические жидкости. Исходя из предполагаемого содержания летучих в мантийном субстрате на уровне 1 мас.%, их содержание в магматических жидкостях должно составить 33–25 мас.% соответственно доли плавления. Такие содержания, согласно существующим экспериментальным оценкам [148, 153], находятся на уровне насыщения алюмосиликатных расплавов при давлениях 3,3–2,5 ГПа (33–25 кбар). Оставив пока в стороне вопрос о возможном завышении этих оценок растворимости, о чем будет сказано ниже, можно допустить и при этих условиях вероятность появления в магматических пленках единичных пузырьков самостоятельной флюидной фазы. Возможно, флюидные обособления будут в основном образованы трудно растворимыми в магмах летучими, например углеводородами, окислами и молекулами азота, моноокисью углерода. Но наряду с ними во флюидные обособления обязательно войдет какая-то часть легко растворимых в магме летучих. Можно допустить, что отдельные флюидные пузырьки достигают размеров, достаточных для их гравитационного подъема в магматических жидкостях с геологически значимыми скоростями. Этому должно способствовать недавно установленное очень значительное снижение вязкости алюмосиликатных жидкостей при давлениях в первые гигапаскалы (соответствующее обсуждаемому уровню глубин) и при повышенных содержаниях в них легко летучих компонентов и щелочей [146]. Нетрудно заметить, что именно таким условиям и характеристикам соответствуют рассматриваемые магматические жидкости. По недалекой экстраполяции экспериментальных замеров И. Куширо [146] оценивает вязкость расплавов частичного плавления мантийных перидотитов на глубинах 200–300 км величиной $\eta < 0,5 \text{ Па} \cdot \text{с}$, что на порядок меньше вязкости базитовых расплавов при 1 атм. Таким образом, при предполагаемых условиях в зонах небольшого по объему частичного плавления на глубинах по крайней мере 80–100 км (уровень расположения астеносферного слоя возбужденной мантии) вполне вероятно возникновение пузырькового движения флюидов через пленки магматических расплавов. Так как флюиды движутся через магму, то, согласно терминологии Д.С. Коржинского, их следует называть трансмагматическими.

Рассмотренная качественная модель мобилизации флюидов гипотетической примитивной мантии требует освещения нескольких дополнительных вопросов: 1) возможности ее проявления на глубинах более 100 км; 2) причины возбуждения инициального плавления мантийного вещества; 3) условий концентрирования флюидов в достаточно плотные потоки, способные вызывать геологически значимые явления, в частности мантийный метасоматоз; 4) существо пространственно-генетической взаимосвязи метасоматоза, магнеобразования и флюидопотоков в мантии в рамках предложенной гипотезы.

Рассмотренная принципиальная схема мобилизации и концентрирования мантийных флюидов расплавами частичного плавления и возникновение в них пузырькового потока флюидов ограничивалась глубиной в 100 км. Это обуславливалось привязкой к имеющимся экспериментальным оценкам растворимости летучих в магмах при высоких давлениях. Вместе с тем распространение примитивно-мантийного вещества предполагается с уровня

в 200 км. Не следует, однако, забывать об условленности принятой границы, которая может проходить и выше этого уровня, быть неровной, приподнимаясь, например, за пределами кратонов. Вероятен также подъем блоков примитивной мантии на более высокие уровни, с чем, видимо, связано их инициальное плавление. Об этом подробнее сказано ниже. Нельзя исключить возможного занижения принятой оценки содержания летучих в примитивно-мантийном веществе в 1 мас.%. Ее увеличение, скажем, на 0,5% позволило бы достигнуть насыщения магм летучими при 4 ГПа и 2% плавления. Примерно при таком или чуть большем давлении должно происходить и алмазообразование, если температуры в мантии распределены в соответствии с континентальной геотермой.

Для определения глубины вероятного протекания обсуждаемых процессов не менее важна точность оценки растворимости в магмах летучих при мантийных давлениях. Из-за методических сложностей высокопараметрических экспериментов возможно внесение в будущем поправок в используемые сейчас значения. Об этом говорилось в сообщении Э.С. Персикова на X Всесоюзном петрографическом совещании в г. Новосибирске (1986 г.). Он обратил внимание на методическое несовершенство экспериментов по оценке растворимости H_2O в магматических жидкостях при давлениях свыше нескольких килобар, неоднозначность интерпретации аналитических данных и теоретические неясности в интерпретации состояния расплавов при растворении в них нескольких десятков процентов H_2O . Оценка растворимости воды в экспериментальных расплавах по остаточному принципу чревата завышением результатов из-за малой скорости удаления из жидкостей мелких самостоятельных выделений флюидов. Возможно, именно эта вода определяется как молекулярная по ИК-спектрам. Резкое падение темпа снижения температур солидусов экспериментальных магматических жидкостей с ростом давления паров H_2O от 0,25 до 1,5–2 ГПа, а затем и повышение солидусных температур, по мнению Э.С. Персикова, в принципе может интерпретироваться как указание на снижение растворимости H_2O в расплавах. Между тем считается, что растворимость воды в магматических расплавах с ростом давления в указанных пределах равномерно увеличивается. Наконец, совершенно неопределенным становится применение термина "расплав" в отношении магматических жидкостей с 50 мол.% и более предположительно растворенной H_2O (более 25 мас.% при давлениях свыше 2,5 ГПа, согласно существующим оценкам). Сделанный Э.С. Персиковым критический анализ проблемы нам представляется вполне резонным. Если экспериментальная проверка подтвердит хотя бы часть высказанных замечаний, то истинная растворимость летучих в магмах может оказаться значительно ниже используемых ныне оценок. Это решительным образом подкрепит выдвинутую нами гипотезу и позволит распространить обсуждаемое явление на весь интервал глубин (вплоть до 300 км).

Мобилизация флюидов при плавлении предполагаемого вещества примитивной мантии на глубинах свыше 100 км возможна еще и в силу вероятного увеличения в этом направлении доли восстановленных форм соединений во флюидах. В магматических жидкостях такие соединения растворяются хуже воды и углекислоты, тем самым расширяя область несмешиваемости флюидов с магмой в сторону больших давлений и глубин. Допуще-

ние основано на признаках пониженного окислительного потенциала в наиболее глубинном мантийном веществе [54, 91].

Таким образом, нет оснований ограничивать действие предполагаемых процессов флюидно-магматической дифференциации примитивной мантии 100-километровым уровнем.

Важнейшим элементом обсуждаемого процесса является ход инициального плавления мантийного вещества, который решающим образом зависит от причины плавления. Выше были предложены два альтернативных механизма возбуждения плавления: флюирующее воздействие потока глубинных флюидов на перегретый мантийный субстрат и адиабатическое плавление в поднимающемся блоке мантии. Была обоснована также низкая флюидопроницаемость мантийных пород даже в участках трещиноватости, что при ограниченном содержании (1 мас.%) летучих в мантийном веществе убеждает в малой вероятности первого механизма магмогенерации. Обсудим ход процесса при втором способе магмообразования.

Две особенности адиабатического (без потери тепла) плавления делают его наиболее вероятным и, видимо, главным механизмом инициального магмообразования в глубоких горизонтах мантии. Ими являются, во-первых, высокие реологические свойства (способность течь) твердых пород при мантийных параметрах и, во-вторых, низкая теплопроводность силикатов. Первое свойство связано с общей закономерностью снижения вязкости твердых тел с ростом температуры и давления, что экспериментально подтверждено на образцах мантийных пород. Рост этих параметров стимулирует дислокационные механизмы перекристаллизации минералов и повышает способность пород к хрупким деформациям. Поэтому движения блоков пород являются естественным состоянием мантии. Такие движения являются главной причиной большинства землетрясений. Скорости движений, амплитуды единичных смещений не могут быть значительны из-за отсутствия в мантии свободных пространств. Движения одних участков мантийных пород должны компенсироваться движениями других. Скорости перемещения мантийных масс, видимо, близки к скоростям вертикальных и горизонтальных движений поверхностных блоков земной коры — не более 10 см в год.

При невысоких скоростях движения воздымающихся мантийных блоков решающее значение для адиабатического плавления имеет сохранение температуры блока. Этому способствует низкая теплопроводность горных пород. Не имея возможности сделать точные подсчеты, будем считать, что выбран поднимающийся мантийный блок достаточно большого размера, при котором отвод из него тепла в боковые породы пренебрежимо мал и температура снижается незначительно только за счет небольшого увеличения объема пород при их перемещении на более высокие уровни. Важным следствием медительности процесса являются невысокие скорости увеличения объема плавления. Это обстоятельство, видимо, обуславливает высокую степень экстрагирования расплавами летучих из кристаллического субстрата, обязательное достижение состояния пересыщения жидкости летучими, при котором возможно образование флюидных пузырьков¹.

¹ Остаются неясными механизм и причины пересыщения зарождающейся магмы летучими. Следовало бы рассмотреть альтернативные варианты, например диффу-

Когда в кристаллическом веществе возникает соединенная сеть межгранулярных жидкостей, должно начаться гравитационное всплывание флюидных пузырьков. Медленный рост объема плавления позволяет предполагать перемещение флюидных пузырьков на геологически значимое расстояние. Эта модель требует подтверждения расчетами, не все переменные которых известны. Однако большая продолжительность, постепенность процесса представляются убедительным основанием его осуществимости в природе.

Попробуем оценить реалистичность еще одной стороны обсуждаемого процесса — высоты смещения мантийных блоков, необходимой для возбуждения адиабатического плавления. Выше уже отмечалось, что для начала выплавления базит-ультрабазитовых расплавов в бесфлюидных, "сухих" условиях при распределении в земле температур по континентальной геотерме необходимо перемещение мантийных блоков вверх на расстояния от 60 до 140 км (см. рис. 40). Цифры совершенно нереальные даже при условии, что четвертая-пятая часть литосферной толщи, перекрывающей блок, сместилась на его края и погрузилась в компенсационные прогибы. Эти расчеты представляются сильным контраргументом сторонникам плавления мантии в "сухих" условиях. Дело в том, что наблюдения на поверхности земли показывают, что достоверные максимальные вертикальные перемещения крупных массивов горных пород, установленные на кристаллических щитах, не превосходят 30–35 км. Расстояния получены путем пересчета палеодавлений (максимум 1 ГПа или 10 кбар) образцов кристаллосланцев на литостатические нагрузки.

Плавление мантийного вещества даже с очень небольшим количеством летучих происходит совершенно иначе, но зависит от состава летучей фазы и образующегося расплава. При содержании в избытке H_2O солидус базальта с уровня давлений в 1,2 ГПа (35 км глубины) находится в области температур ниже континентальной геотермы (см. рис. 40). Это означает, что если в мантийном веществе имеется любое количество свободной воды и базальтового компонента, который может выделиться из кристаллического субстрата, то в этом интервале глубин обязательно образуется базальтовый расплав. По данным Б. Майсена и А. Бетчера [73, см. фиг. 2], плавление любых перидотитов в водной атмосфере начнется в интервале глубин 90–110 км (2,5–3,2 ГПа). Плавление перидотита средней тугоплавкости в атмосфере $H_2O + CO_2$, согласно тем же авторам, происходит с глубин 95–150 км при мольной доли воды от 1,0 до 0,5 соответственно. Плавление диоксид-форстеритовой породы с образованием ультраосновного расплава произойдет в водной атмосфере лишь при 4,0 ГПа (см. рис. 40). Плавление в той же атмосфере при меньших, чем указанные, глубинах (давлениях) возможно лишь диабатическим путем в поднимающихся мантийных блоках. Необходимая для этого высота подъема зависит от состава магмы и не превысит для ультрабазитов 45 км. Выплавление магм, содержащих полевошпатовый компонент, может наступить при подъеме мантийных

зию растворенных летучих вверх из-за более резкого недосыщения ими магмы в верхних частях колонны вследствие увеличения объема расплава с уменьшением давления. Избыточная летучая фаза в этом случае могла бы появиться не в корнях зарождения магмы, а на каком-то более высоком уровне. Корректное обоснование этой ключевой части гипотезы в будущем совершенно необходимо. (Прим. ответственного редактора).

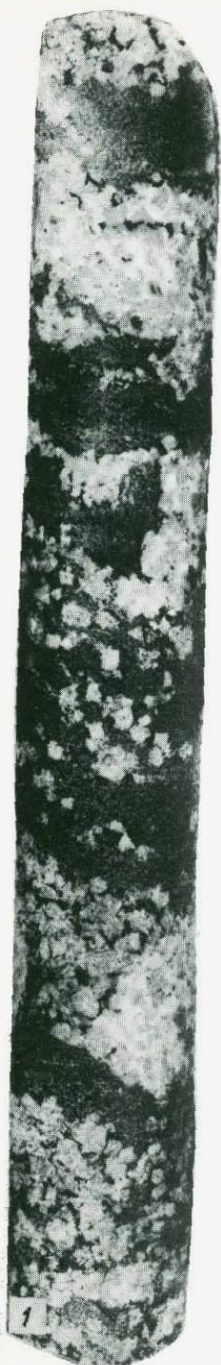
блоков на высоты менее 30 км. Требуемые для выплавления магм адиабатическим путем высоты подъема мантийных блоков укладываются в рамки достоверно известных вертикальных смещений коровых блоков. Это указывает на соответствие предполагаемого механизма адиабатического плавления мантийного вещества (во флюидной атмосфере) реальным геотектоническим процессам.

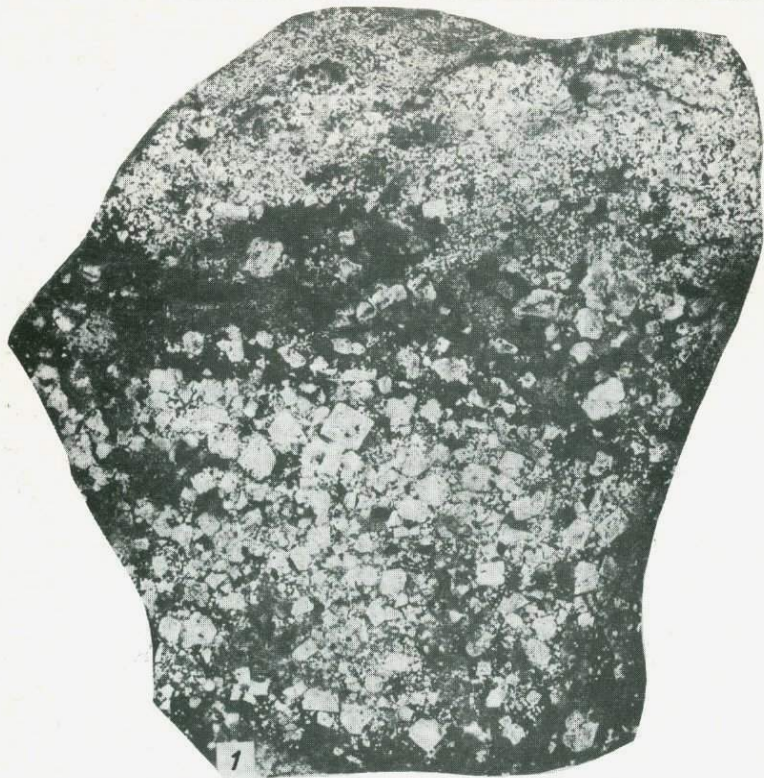
Выше плавление мантии рассматривалось в условиях избытка летучих. Закономерен вопрос о возможности течения подобных процессов в тех же геотектонических рамках, но при низких содержаниях в мантии летучих, прежде всего воды. А.Е. Рингвуд [152, фиг. 4—6, 6—4], показал, что при содержании в амфиболсодержащем пиrolите (предположительном веществе первичной мантии) H_2O в количестве 0,1 мас.% его солидус отличается от "сухого" аналога наличием низкотемпературного прогиба в интервале глубин 75—150 км (2,5—5,0 ГПа) с температурами приблизительно 1020—1120°C соответственно. "Глубина" минимума составляет 140—200°. Такой глубокий минимум при столь низких содержаниях воды кажется удивительным. Однако солидус базальта, содержащего менее 0,5 мас.% H_2O , также показывает с уровня 1,2 ГПа резкое снижение температуры до пересечения с солидусом базальта при избытке H_2O 2,5 ГПа (см. рис. 40). На самом деле в природе минимумов плавления мантийного вещества при малых содержаниях воды нет ничего загадочного. Они зарождаются в точках разложения водосодержащих минералов субстрата — амфибола или флогопита — с выделением воды, которая вызывает образование небольшого количества расплава при соответствующем $P_{H_2O} = P_{общ}$. Количество солидусного расплава лимитируется общим содержанием воды в мантийном субстрате или экспериментальной навеске. При этом расплав оказывается насыщенным летучими, так как температура системы минимальна. Расплав был бы недосыщен водой и его было бы больше, если бы температура превысила солидусную при неизменном общем давлении. При медленном течении адиабатического плавления на начальных этапах обязательно наступает момент образования небольшого количества магматического расплава, насыщенного летучими. В отличие от простейших экспериментальных смесей природное мантийное вещество имеет сложный состав с большим интервалом плавления. Его можно представить как смесь, скажем, двух компонентов — базальтового и перидотитового в определенных соотношениях и с добавкой некоторого количества летучих. На начальном этапе адиабатического плавления объем базальтового расплава может определяться его долей в смеси, а флюирующего летучего, например воды оказаться больше предела насыщения. Тогда избыточная часть летучего, почти полностью перешедшего в расплав в силу несовместимости с кристаллическими фазами, образует в магме флюидный пузырек, который при благоприятных условиях может двигаться вверх. Так, на наш взгляд, могут зарождаться потоки трансмагматических флюидов.

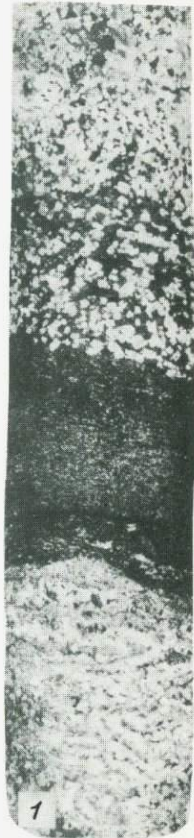
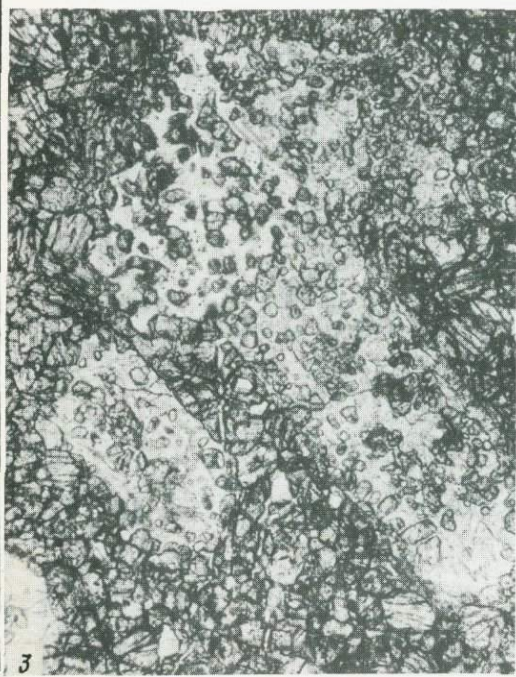
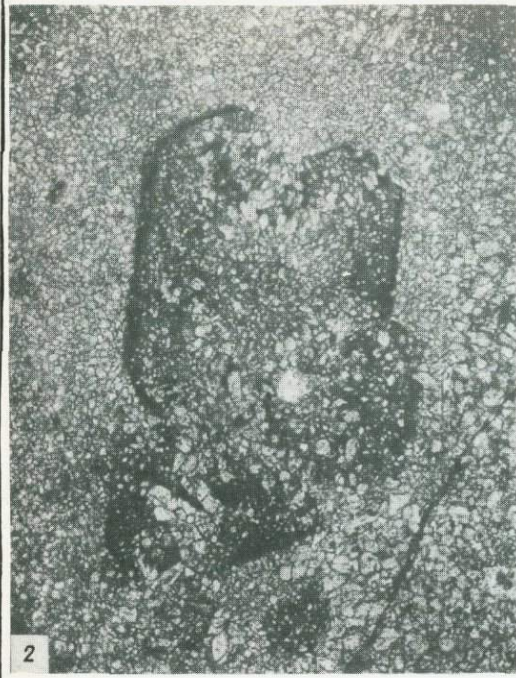
Отдельные, всплывающие в межгранулярных пленках расплавов флюидные пузырьки не представляют еще собой поток трансмагматических флюидов, поскольку не могут вызвать ярко выраженных, специфических и масштабных процессов. Для их образования должны еще проявиться механизмы концентрации единичных флюидных пузырьков в достаточно плотные потоки, способные осуществлять геологически значимый массо-



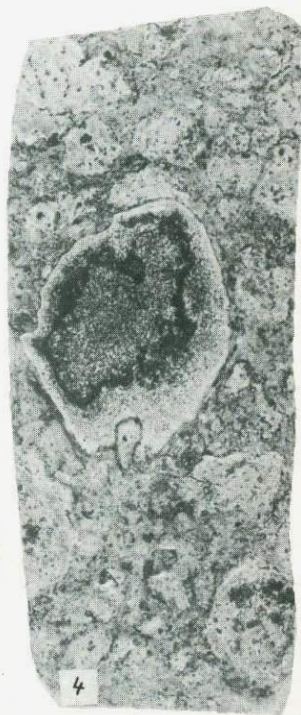
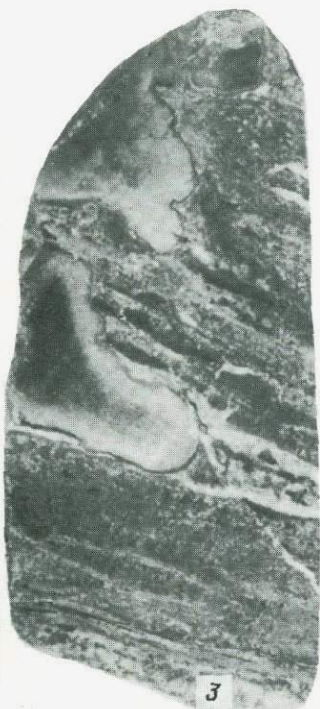
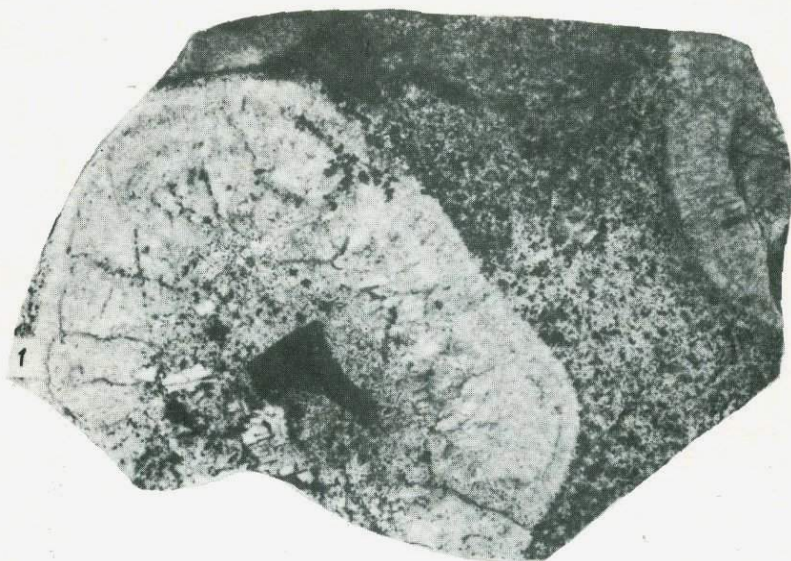


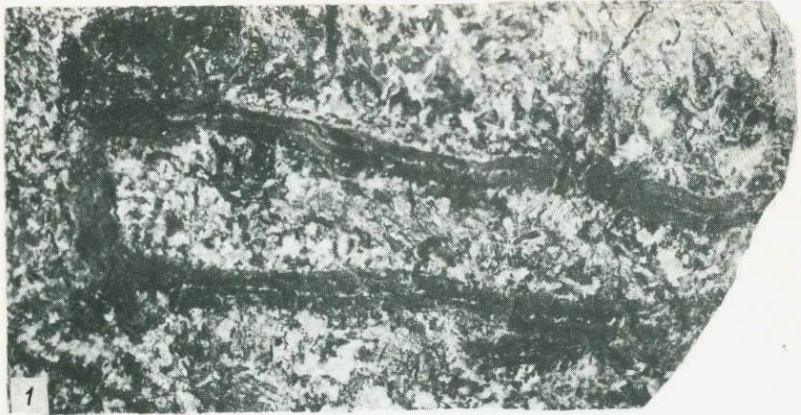












перенос. Рассмотрим один из вероятных способов формирования трансмагматических флюидопотоков.

На рис. 41 схематически изображена вероятная эволюция процессов плавления и дегазации в поднимающемся блоке примитивной мантии, а также сопряженных изменений в боковых и перекрывающей толщах деплетированной мантии. На схеме принято, что для начала в блоке адиабатического частичного плавления достаточно его подъема вверх на 12–15 км (рис. 41, А). Согласно законам механики взаимного перемещения вещества в глубинах Земли, экспериментально установленным Г. Рамбергом (1974 г.), подъем мантийного блока сопровождается опусканием окружающих толщ в компенсирующих прогибах. Предполагается также, что мощность перекрывающей блок литосферной толщи сокращается на высоту его подъема за счет поверхностной эрозии и частичного латерального смещения в компенсирующие прогибы. Без сокращения мощности перекрывающих толщ и соответственно снижения литостатического давления на блок не произойдет адиабатическое плавление. На схеме отражено непрерывное воздымание блока на всех стадиях процесса, так что частичное плавление захватывает все новые, более глубокие уровни примитивной мантии. При этом общая мощность зоны плавления растет и объем плавления в верхних горизонтах блока несколько увеличивается. Указанные особенности тектонической эволюции поднимающегося мантийного блока и его окружения положены в основу прогнозирования поведения флюидов и развития процессов магмообразования.

При подъеме блока примитивной мантии с содержанием 1 мас.% летучих (в основном воды) на 12–15 км начнется частичное (1–2 об.%) плавление кристаллического субстрата в слое толщиной 1–2 км. Как несовместимые компоненты, летучие в основном перераспределяются в межгранулярные пленки магматических расплавов, насыщая и пересыщая их с образованием флюидных пузырьков. В силу очень низкой в этих условиях вязкости расплавов ($\eta < 0,5$ Па·с) некоторые достаточно крупные флюидные пузырьки начнут всплывать по соединенным магматическим планкам. В силу неровной поверхности плавящегося мантийного блока пузырьки флюидов должны направляться в его выступающие участки, накапливаясь в них. Стягивание флюидных пузырьков в антиклинальных выступах плавящегося мантийного блока представляет собой важный механизм концентрирования флюидов, с которым связаны качественно новые способы мантийного магмообразования и мантийный метасоматоз.

Накапливание флюидов в ограниченных участках мантии ведет к увеличению массы флюида по отношению к мантийному веществу. Видимо, в этих участках имеют место все те явления, которые приписываются петрологами действию потоков мантийных флюидов.

Предполагаемый продолжительный и непрерывный подъем мантийного блока возбуждает частичное плавление и дегазацию все более глубоких горизонтов блока (рис. 41, Б, В, Г). Поступающие из них пузырьки флюидов, как и более ранние, должны стягиваться в антиклинальные участки плавящегося блока, увеличивая в них массу флюида относительно мантийного субстрата. Нарастание объема источников флюидов в глубину обеспечивает постоянство и непрерывность потока флюидных пузырьков. Уход их из верхнего частично расплавленного слоя восполняется поступле-

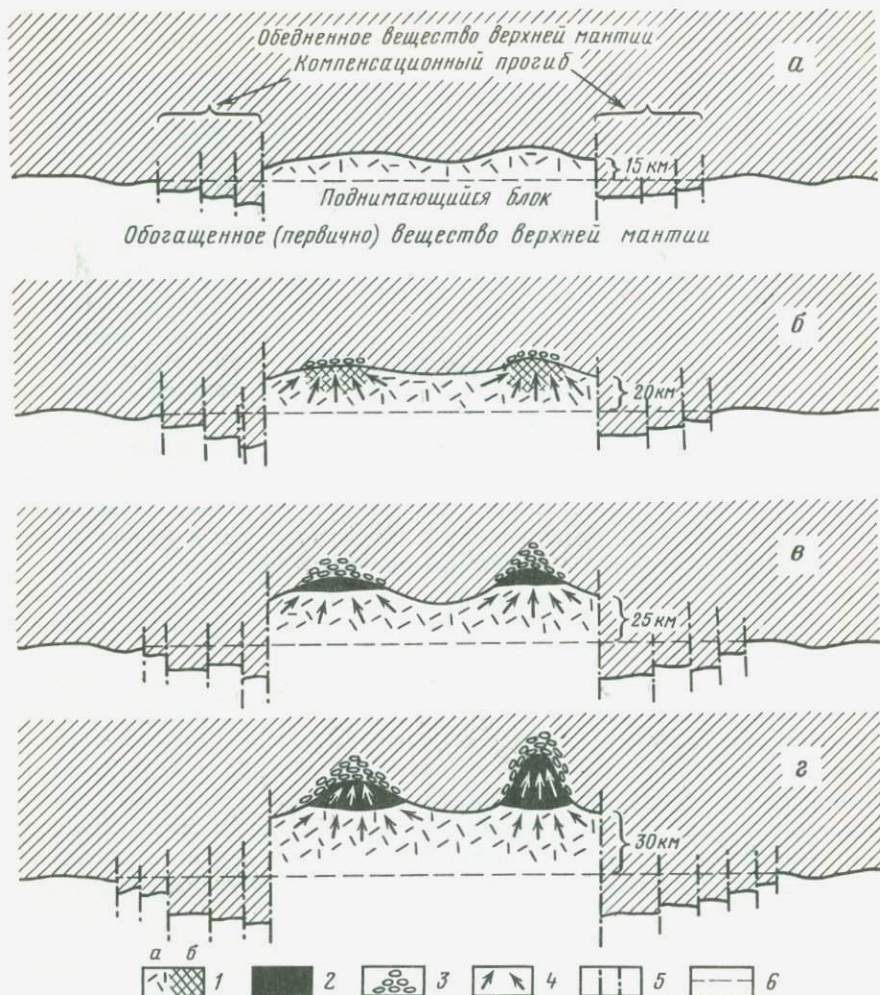


Рис. 41. Схематическое изображение последовательных стадий (от ранней *а* к поздней *г*) эволюции процессов плавления, мобилизации флюидов и метасоматоза в поднимающемся блоке "примитивной" мантии и в его кровле
 1 — область агломератного (частичного, 2–3 об.%) плавления; *а* — начального, *б* — более обширного; 2 — область сплошного (полного) плавления: первичные магматические очаги; 3 — область мантийного метасоматоза, вторично обогащенной мантии; 4 — потоки флюидов и направление их движения; 5 — тектонические нарушения; 6 — средний уровень первоначальной границы раздела слоев мантии

нием новых флюидных пузырьков из нижележащего мантийного слоя, вовлекаемого в плавление. Непрерывность потока флюидных пузырьков даже при невысоких скоростях их подъема, вероятно, может обеспечить перенос большой массы флюидов за геологически реальный промежуток времени.

Обратимся к процессам, протекающим в участках скопления флюидов — в антиклинальных выступах частично плавящегося блока примитивной

мантии. При этом следует иметь в виду способность флюидов растворять и переносить большое количество алюмосиликатного вещества в мантийных условиях. И.Д. Рябчиков экспериментально установил, что при мантийных температурах и давлениях водные флюиды могут содержать около 50 мас.% суммы окислов щелочей, алюминия, кремнезема, железа, кальция [102]. Лишь окись магния растворяется в них слабо. Видимо, близкими транспортными способностями в этих условиях обладают водно-углекислотные и преимущественно углекислотные флюиды. Таким образом, в зоны скопления флюиды принесут большое количество силикатных компонентов и могут существенным образом изменить валовый состав этих участков мантии.

Как отмечалось, в верхних горизонтах непрерывно поднимающегося блока примитивной мантии объем плавления будет нарастать. Его рост сдерживается медленным охлаждением, но еще более лимитируется содержанием флюидов. Поскольку предполагается постоянный подток их из глубины, то объемы плавления должны увеличиваться. Этому будет способствовать привнос флюидами силикатных компонентов, среди которых щелочи способны оказывать активное флюксующее воздействие. Непрерывный подток флюидов может привести к сплошному плавлению. В соответствии с этим на схемах рис. 41, Б, В, Г показана зона сплошного плавления на месте самых верхних горизонтов блока примитивного мантийного вещества.

Но еще более активное воздействие скапливающиеся флюиды должны оказывать на породы кровли адиабатически плавящегося блока мантии, которые представлены обедненным (деплетированным) типом мантийного вещества. С ним флюиды химически неравновесны, что должно вызвать их активное взаимодействие. Есть возможность оценить характер и направленность взаимодействия. Деплетированное мантийное вещество, очевидно, оформилось в результате преобразований, сходных с теми, которые протекают в обсуждаемом нами плавящемся примитивно-мантийном блоке. Следовательно, оно потеряло почти все летучие и несовместимые элементы. Если в процессе дифференциации ныне деплетированный мантийный блок соединялся зонами проницаемости с верхними горизонтами земной коры или с ее поверхностью, то он, возможно, потерял и часть легкоплавких магм, близких к базитам. При эволюции поднимающегося блока в деплетированное мантийное вещество поступают отсутствующие флюиды и потерянные ранее несовместимые элементы, в том числе активно понижающие температуру солидуса. Флюиды, очевидно, вызовут активное плавление деплетированного мантийного вещества. Этому способствует и то, что обедненное вещество вовлекается в адиабатический процесс вместе с поднимающимся блоком. На этом основании на рис. 41, Б, В, Г показано развитие зон сплошного плавления на месте проработанного флюидами деплетированного мантийного вещества. Образованные при этом расплавы все же будут отличаться от магм, сформировавшихся за счет примитивно-мантийного блока, так как обедненной мантией в прошлом было потеряно еще и легкоплавкое магматическое вещество. Надо отметить прогрессивный рост объема плавления деплетированного вещества в процессе эволюции обсуждаемого цикла явлений. На рис. 41 это показано в виде продвигающихся вверх "факелов" сплошного плавления. По форме они напоминают

широко обсуждающиеся в литературе мантийные астенолиты — механически перемещающиеся вверх массы полурасплавленных пород. Магматические "факелы" образуются без смещения относительно окружающего субстрата, путем лишь магматического замещения его.

Как видно, увеличивающиеся в объеме и продвигающиеся вверх "факелы" сплошного плавления формируются на месте слоя обедненной мантии под воздействием флюидов нижележащих магм. При этом флюиды обязательно приносят большое количество нелетучих породообразующих и, конечно, малых элементов. Таким образом, эти флюиды проходят через магматические массы, осуществляют мощный массоперенос и вызывают на выходе из магм обширное магматическое замещение. Следовательно, с нижнего уровня зон сплошного плавления эти флюиды с полным правом могут быть названы трансмагматическими.

Итак, зоны сплошного плавления в кровле частично плавящихся примитивно-мантийных блоков образуются под воздействием потоков магматических флюидов путем магматического замещения вещества обедненной мантии. Как уже отмечалось, перед фронтом магматического замещения обязательно проявляется метасоматоз магматической стадии. Мы предполагаем, что к продуктам такого метасоматоза относится большинство из описываемых в литературе метасоматизированных мантийных пород. Скажем, флогопитовые жилки в них можно параллелизовать с продуктами метасоматоза магматической стадии, проявившемся в оливинитах Ковдорского массива на контакте с ийолитами. Однако продолжать такие аналогии преждевременно. Мантийный метасоматоз изучен еще не достаточно, что подтверждается отсутствием его классификации. Не преодолены методические затруднения при определении глубин проявления метасоматоза в мантийных образцах и ряд других трудностей и неточностей.

В итоге можно констатировать следующее. Рассмотрение процессов адиабатического плавления предполагаемого примитивного мантийного вещества с содержанием летучих 1 мас.% привело к созданию в качественной форме принципиально новой петро-генетической схемы мантийного магнообразования и сопряженного с ним мантийного метасоматоза. Основной процесса является инициальное плавление, мобилизующее флюиды кристаллического субстрата и возбуждающее поток пузырьков флюидов вверх. В рамках схемы был выявлен механизм концентрирования рассеянных мантийных флюидов в антиклинальных выступах плавящихся мантийных блоков. В силу накопления здесь летучих формируются зоны сплошного плавления, которые продвигаются вверх уже путем магматического замещения вещества обедненной мантии. Процесс протекает под воздействием потока трансмагматических флюидов, возникшего в результате отмеченного механизма концентрирования рассеянных мантийных флюидов. Магматическое замещение предваряется метасоматозом магматической стадии, к которому, возможно, относится большинство описанных в литературе мантийных метасоматитов.

Возможно, плотность потока трансмагматических флюидов в первичных магматических очагах и на выходе из них невелика в силу поглощения флюидов магмой, образованной в основном за счет деплетированного мантийного вещества. Но по условиям образования магма очагов насыщена летучими. Можно показать, что уже при небольшом перемещении такой

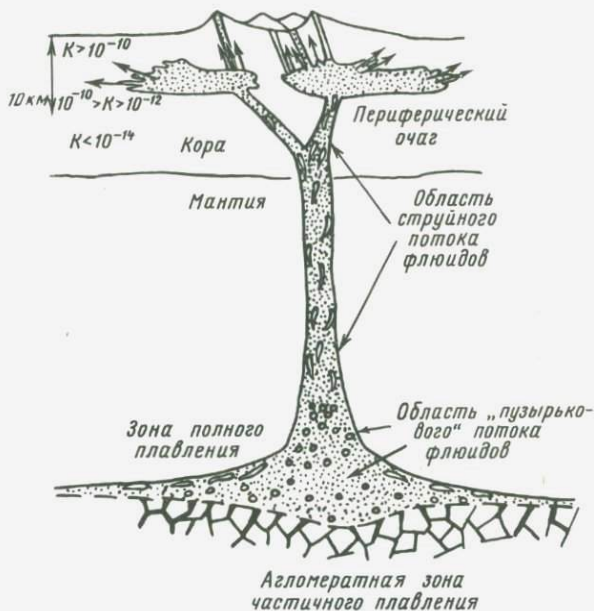


Рис. 42. Флюидопотоки в схематизированной воздымающейся магматической колонне с выделением предполагаемых уровней разной проницаемости вмещающих толщ

магмы вверх на пути подъема к земной поверхности из нее выделится свободная флюидная фаза в объемах, достаточных для возникновения самостоятельных флюидопотоков. Увеличение объема свободных флюидов в поднимающейся магме должно происходить по трем причинам: 1) увеличения объема уже присутствующей в расплавах свободной флюидной фазы из-за снижения общего давления в более высоких горизонтах магматической колонны; 2) выделения из магмы истинно растворенных в ней летучих в силу снижения растворимости с падением давления; 3) отделения летучих из зон приконтактной кристаллизации, что детально обсуждалось А.А. Кадиком, М.Я. Френкелем [36] в рамках декомпрессионной модели магматизма. Результаты проявления этих процессов могут быть значительны. Например, снижение растворимости воды в базальтовом расплаве в зависимости от глубины составит 1,0–1,3 мас. % (минимально около 2,0 мол. %) на 3 км подъема (снижение давления на 0,1 ГПа или 1 кбар). Выделившаяся при этом из расплава флюидная фаза на глубине 100 км займет в магме относительный объем в 1,5%. С уменьшением глубины прирост объема флюида на 1 моль выделившегося газа будет расти в силу меньшего сжатия. Для других газов эти объемы будут иные, но вода во флюидах преобладает и определяет характер явления. Опираясь на приведенные ориентировочные оценки, можно подсчитать, что уже в 20 км от первичного источника объем свободной флюидной фазы в поднимающейся насыщенной летучими базальтовой магме превысит 10%. По заключению специалистов по гидродинамике (Бэр, Заславский, Ирмей, 1971 г., рис. 10, 4), уже при таком минимальном содержании в движущейся гетерофазной среде возникают дифференциальные потоки вещества. Двигаясь

Таблица 3

Проницаемость кристаллических пород относительно расплава
для разных значений радиуса флюидного пузырька

$n = V_{\text{фл}} / V_{\text{р-р}}$	r , см	$K_{\text{кр}}$, см ²
10^{-1}	10^{-1}	$1,7 \cdot 10^{-12}$
	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$6,25 \cdot 10^{-12}$
	0,5	$2,5 \cdot 10^{-11}$
	1,0	$1,7 \cdot 10^{-10}$
10^{-2}	10^{-1}	$1,7 \cdot 10^{-13}$
	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$6,25 \cdot 10^{-13}$
	0,5	$2,2 \cdot 10^{-12}$
	1,0	$1,7 \cdot 10^{-11}$

быстрее, летучие в магме образуют трансмагматические флюидопотоки, видимо, струйчатого типа. Этот вывод отражен на рис. 42, где схематически изображена флюидно-магматическая колонна. При стационарном режиме неизбежен конвективный обмен веществом между нижними горизонтами высокофлюидных магм и верхними, частично дегазированными расплавами.

Важным является вопрос о сохранности потоков флюидов в магматических колоннах. Высокие флюидные давления, казалось бы, могут вызвать проникновение и рассеивание флюидов в боковых породах. По нашей просьбе В.В. Жуковым расчетным путем выполнено сравнение проницаемости для флюидов магматических жидкостей (пузырьковый механизм Стокса) и кристаллических пород (механизм Дарси). Проницаемость ($K_{\text{кр}}$) кристаллических пород относительно расплавов оценивалось по специально выведенной формуле в зависимости от объемной концентрации флюидной фазы в расплаве ($n = V_{\text{фл}} / V_{\text{р-р}}$) и радиуса (r) флюидного пузырька:

$$K_{\text{кр}} = \frac{nr^2}{3} \cdot \frac{\eta_{\text{фл}}}{\eta_{\text{р-р}}} \cdot \frac{\gamma_{\text{р-р}} - \gamma_{\text{фл}}}{\gamma_{\text{пор}} - \gamma_{\text{фл}}} 1,7 \cdot 10^{-9} nr^2,$$

где $\eta_{\text{фл}}$ и $\eta_{\text{р-р}}$ — вязкости флюидов и расплава; $\gamma_{\text{фл}}$, $\gamma_{\text{р-р}}$, $\gamma_{\text{пор}}$ — удельные веса флюидов, расплава и пород.

$K_{\text{кр}}$ находилось путем подбора значений аргументов; результаты расчетов приведены в табл. 3.

По табулированным в справочниках значениям проницаемость ($K_{\text{кр}}$) известных горных пород оценивается следующим образом (в см²): граниты — $< 10^{-14}$; осадочные породы — $> 10^{-14}$, в том числе: плотные известняки и другие монолитные породы — $10^{-14} < K_{\text{кр}} < 10^{-12}$; литифицированные и слабоцементированные песчаники — $10^{-12} < K_{\text{кр}} < 10^{-10}$; пески, гравий, лес, суглинки — $> 10^{-10}$. Из сопоставления расчетных значений с проницаемостью пород следует, что монолитные метаморфические породы:

роговики, зеленые и кристаллические сланцы, гнейсы, как и магматические породы, непроницаемы для флюидных пузырьков диаметром более 0,2 см. Флюидные выделения меньшего (на порядок и более) размера образуют потоки, плотность которых равна плотности потока флюидов в боковых породах, но скорость их движения сблизится с диффузионными скоростями, не имеющими геологического значения. Так, по наблюдениям за ликвационными вкраплениями сульфидных жидкостей в габбро-долеритовых магмах Талнаха мы заключили, что заметные гравитационные смещения (в несколько метров) проявляют сульфидные выделения диаметром не менее 0,3 см. Эти размеры, как ориентировочные, могут быть приняты и для всплывающих в магмах флюидных выделений. Проницаемость твердых пород возрастает в участках трещиноватости. Но с глубиной проницаемость трещин сокращается из-за сильного сжатия. По этой или другой причине проницаемость кристаллических пород на глубине в 10 км очень низкая, что было установлено по отсутствию заметных потерь бурового раствора в Кольской сверхглубокой скважине.

На основании ориентировочных расчетов, на рис. 42 показано, что на большом протяжении породы, вмещающие магматическую колонну, практически непроницаемы для магматических флюидов. Последние могут покидать магму в значительном количестве лишь на глубинах менее 10 км. На более глубоких уровнях магмы, видимо, более проницаемы для флюидов, чем вмещающие толщи. М.Б. Эпельбаум с коллегами [116, с. 254–269] считают, что перемещение флюида в магме должно осуществляться легче, чем во вмещающих породах.

Из сказанного следуют два важных вывода. Трансмагматические флюиды на большом протяжении магматических колонн, от уровня их зарождения до верхних горизонтов земной коры, сохраняют объемы неизменными или их количество возрастает. Дегазация мантии земли, предполагаемая многими исследователями, возможна главным образом в форме трансмагматических флюидов (см. также [27]).

В связи с этим возникает вопрос о масштабах метасоматических изменений в мантии и породах основания земной коры (зонах региональной гранитизации). В силу низкой проницаемости кристаллических пород этих глубинных уровней индивидуальные мощности метасоматических тел едва ли могут превышать первые метры. Их внешние границы должны быть приближены к магматическим контактам — границам фронта магматического замещения. Это тем более вероятно в связи с высоко концентрированным характером флюидов высокого давления. Их небольшие объемы способны осуществлять значительный массоперенос, что особенно характерно для мантийных уровней. Региональный характер метасоматических изменений, вероятно, достигается в основном за счет движения флюидов по множеству тонких магматических инъекций. Под действием поступающих по ним трансмагматических флюидов тела инъекций разрастаются путем магматического замещения боковых пород, сливаясь в более крупные магматические тела. В свете этого представляется резонным критическое высказывание А.В. Хофманна [138] относительно предполагаемых значительных масштабов метасоматоза в мантии. Понятней становится позиция некоторых петрологов, которые связывают проявления мантийного метасоматоза с диффузионным воздействием на кристаллические по-

роды рядом прошедших магматических инъекций. Но, видимо, неверно связывать все проявления мантийного метасоматоза только с диффузионным обменом компонентов магмы с боковыми породами. Некоторые метасоматические изменения, например жилки гидратсодержащих минералов (флогопита, амфибола), в мантийных ксенолитах имеют явно некомпенсированный, инфильтрационный характер.

Приведем еще аргумент в пользу тесной пространственно-генетической взаимосвязи магм и флюидопотоков в глубинных зонах коры и мантии. Выше уже указывалось со ссылкой на рис. 40 и материалы Б. Майсена и А. Бетчера [72], что при избытке водных и водно-углекислых флюидов породы базальтового и тем более гранитного состава при температурах континентальной геотермы должны плавиться на уровне 35 км и глубже. Для перидотита этот уровень располагается на 75–100 км. Появление свободных флюидов в породах перечисленных составов в основании коры и в мантии обязательно вызовет их плавление. Поэтому ниже указанных глубинных уровней потоки мантийных флюидов должны проявляться только в составе магм, т.е. в форме трансмагматических флюидов.

Таким образом, всестороннее рассмотрение вопроса о пространственно-генетических соотношениях флюидов с магмами показало, что ниже уровней в 40–75 км глубинные флюидопотоки могут проявляться только в составе магматических тел. Трансмагматические флюиды не только сохраняют, но и наращивают свой объем в магматических колоннах при движении вверх, до глубины примерно в 10 км. Лишь выше этого уровня флюиды могут свободно выходить и рассеиваться во вмещающих толщах (см. рис. 42).

О СООТНОШЕНИИ МАНТИЙНЫХ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ С ТЕКТОНИКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Процессы мантийного магнообразования и генерации первичных магматических очагов с помощью мантийных флюидопотоков рассматривались вне связи с тектоникой литосферной плиты, перекрывающей частично плавящийся мантийный блок. Даже специально подчеркивалось, что предположительно проникающие в мантию глубинные разломы не могут играть существенную роль в магнообразовании. Эти утверждения как будто вступают в противоречие с геологической практикой, демонстрирующей однозначную связь магм с разрывными и пликативными тектоническими структурами коры. Неоднократно указывалась зависимость состава магм от структурно-тектонической эволюции крупных районов земной коры (структурно-тектонических зон). Ю.А. Билибиным была разработана строгая схема взаимосвязи вещественной эволюции магматизма с геотектоническим развитием отдельных участков коры. Правда, в последние годы эта схема подвергалась настойчивой критике и была генерализована. Выявились новые типы геотектонических обстановок со своей закономерной последовательностью магматизма, например, в континентальных рифтах, где базальтоидный магматизм эволюционирует от раннещелочного через щелочноземельный (известково-щелочной) к позднещелочному. Во многих работах проводится мысль о повышении щелочности магм по мере заглуб-

ления разломов при переходе от краев в глубь континентов, что связывалось с утолщением коры. Таким образом, взаимосвязь магматизма с геотектоническим развитием коры несомненна, хотя ее существо остается неясным. Не имея возможности анализировать всю совокупность высказанных на этот счет мнений, кратко рассмотрим следствия из развиваемой гипотезы, относящиеся к этому вопросу.

Обратимся к рис. 41, на котором отражена эволюция мантийного магмообразования в кровле медленно поднимающегося блока "примитивной" мантии. На схеме примечательно развитие зон сплошного плавления (первичных магматических очагов) за счет и на месте пород кровли поднимающегося блока. Очевидно, кровля представляет нижнюю часть континентальной литосферной линзы. Как видно из рис. 41, литосферная плита корродируется факелообразными зонами сплошного плавления, прогрессивнодвигающимися вверх. Нет, однако, оснований полагать, что магматические тела могут проплавить всю плиту толщиной в 150 км. Запасы флюидов, определяющих объемы и протяженность магматических "факелов", ограничены относительно небольшой мощностью слоя частичного плавления. Закономерен вопрос о способах проникновения расплавов к поверхности земли.

Видимо, магмы первичных очагов поднимаются к поверхности по разломным нарушениям. Маловероятно, чтобы сами магматические "факелы" порождали такие нарушения, например, путем гидроразрыва вмещающих толщ. Объемы и протяженность зон сплошного плавления ограничены, так что силы плавучести таких масс не могут быть значительны. Давление магмы на фронте внедрения может возрастать в телах большой протяженности из-за разницы давлений в основании и головной части тел. Проявлению гидроразрывного механизма благоприятствует пониженная прочность кристаллических пород мантии в силу их высоких реологических свойств. Вопрос, как видно, не совсем ясен и заслуживает более глубокого изучения. Остановимся на другом, вполне вероятном механизме вскрытия первичных магматических очагов с помощью тектонических нарушений.

Литосферные плиты, как известно, всегда пронизаны сетью разломов разных порядков. Причины их зарождения, вероятно, различны и определяют как вертикальными, так и горизонтальными силами, воздействующими на те или иные участки литосферы. Размещение сети тектонических нарушений разных рангов определяется физическими свойствами литосферной плиты, природой и вектором напряжений. Они определяют места и глубину заложения разломов, в частности, глубинных, сопровождающихся сеткой разноранговых опережающих нарушений. В первом приближении можно считать, что сеть тектонических нарушений закладывается независимо от протекающих глубоко в мантии процессов магмообразования.

По мере заглупления разломов более значительную роль начинают играть физические свойства глубоких горизонтов литосферы. На этом, надо полагать, скажется пониженная прочность литосферной плиты над участками факелообразных выступов мантийных магматических очагов. Здесь разломы могут проникать особенно глубоко, вскрывая участки мантийного плавления. При их совмещении магмы, находящиеся под избыточным давлением, устремятся вверх по тектонически ослабленным зонам, частично расклинивая их. Так, видимо, закладываются магмовыводящие и маг-

молокализующие разломы, которые первоначально могли развиваться как мелкие нарушения высших порядков, удаленные от главных и наиболее глубинных структурных швов взаимосвязанной сети тектонических нарушений. На земной поверхности магмовыводящие разломы скорее всего сохраняют черты второстепенных нарушений, хотя по размещению в них глубинных магм они обычно относятся к глубинным разломам. Рядом расположенные разломы, выводящие глубинные магмы соседних мантийных очагов, обычно объединяются без достаточных оснований в единую зону "скрытого" глубинного разлома. В то же время основной структурный шов сети нарушений, хорошо выраженный на поверхности, протяженный глубинный разлом нередко оказывается амагматичным, если он миновал мантийные магматические очаги. Таким образом, на первом этапе тектоно-магматической эволюции районов тектонические нарушения играют второстепенную, пассивную роль "консервного ножа", вскрывающего уже сформированную магматическую структуру мантии. В этом, может быть, кроется разгадка преимущественного размещения магматических тел в разломах высших порядков, опережающих основной глубинный разлом, амагматичный на большей своей части.

Возможно, подъем примитивно-мантийного блока, стимулирующего магмообразование, вызывал в отдельных случаях небольшое куполообразное вздутие литосферной плиты с образованием в ней соответствующей сети тектонических нарушений. По геофизическим признакам под такими поднятиями должно отмечаться сокращение мощности литосферы в силу замещения ее мантийными магмами. Нетрудно обнаружить элементы аналогии описанной структуры с континентальными рифтами. Однако установление их тождественности, а также аналогии с другими типами регионально-тектонических структур потребует дополнительных специальных исследований.

Рассмотрим теоретически возможную эволюцию сформировавшихся таким путем тектоно-магматических структур. Предположим, что мантийные магматические очаги в большинстве оказались вскрытыми соответствующими тектоническими нарушениями и литосферный блок оказался пронизан восстающими из мантии магматическими колоннами. Если при этом регион по-прежнему испытывает тектоническое напряжение и структурно эволюционирует, то магмонаполненный блок, обладая измененными физическими свойствами, должен реагировать и тектонически развиваться иначе, чем амагматичные соседние блоки. Таким образом, магмонаполненный литосферный блок по структурно-тектоническому режиму способен выделиться в самостоятельную тектоно-магматическую зону. К примеру, если регион эволюционирует в режиме общего опускания, то магмонаполненный блок, опирающийся на магматические колонны, может выступать как относительное поднятие. Возможны и другие варианты соотношений тектонических режимов амагматичных и магмонаполненных литосферных блоков.

По мере структурно-тектонической эволюции магмонаполненных литосферных блоков в них возможно усиление вещественного разнообразия магматизма. Оно связано с дальнейшим подъемом мантийного блока, его частичным плавлением и дегазацией, а также с воздействием потоков трансмагматических флюидов на промежуточные горизонты мантии и ко-

ры, где могли остановиться не проникшие наверх магматические колонны. Вообще говоря, постепенное, с остановками и спорадическим ускорением движения расплавов становление магматических колонн представляется более типичным, чем предполагавшееся выше быстрое перемещение магмы из мантийных очагов на земную поверхность. В моменты остановок на промежуточных уровнях трансмагматические флюиды, поступающие в головную часть магматических колонн, должны вызывать плавление и магматическое замещение литологически отличного от глубинного кристаллического субстрата. На определенных горизонтах ими окажутся гнейсо-сланцевые и терригенно-осадочные толщи континентальной коры, насыщенные к тому же кислородом. В них будут проявляться процессы гранитизации с образованием крупных бассейнов гранитных магм. Наряду с этим вероятны активные окислительно-восстановительные взаимодействия, подобные описанным в массиве железевских кордиеритовых гранитов и в Талнахском рудном узле. Влияние подобных процессов на эвтектоидные составы выплавляющихся магм и их металлогеническую специализацию в тезисной форме рассмотрены В.С. Поповым [96]. Вопрос заслуживает более обстоятельного изучения.

Эволюция поднимающегося мантийного блока завершится его постепенным охлаждением и консолидацией с образованием небольших объемов остаточных расплавов, богатых летучими и несовместимыми элементами. Видимо, они являются источником габбро-лампрофировых магм завершающих стадий геотектонической эволюции магмоактивных блоков континентальной литосферы.

Модель частичного плавления и дегазации медленно поднимающегося примитивно-мантийного блока намечает новую теоретическую базу для понимания взаимосвязи процессов структурно-тектонической и магматической эволюции крупных участков континентальной литосферы. Известное преимущественное размещение интрузивов в разломах высших порядков при амагматичности глубинных разломов объясняется независимым формированием магматической и тектонических структур континентальной литосферы и их случайным пространственным совмещением. Вскрытие мантийных магматических очагов и становление протяженных магматических колонн придает литосферному блоку новые физические качества. В дальнейшей тектонической эволюции региона магмонаполненные блоки развиваются структурно иначе, чем окружающие их амагматические участки литосферы. Видимо, эти процессы ведут к структурно-магматической неоднородности регионов.

РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ФЛЮИДОПОТОКОВ В ФОРМИРОВАНИИ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Согласно преобладающим воззрениям металлогеническая и геохимическая специализации магматических формаций и комплексов зарождается на уровнях магмогенерации. Однако механизмы формирования металлогенической специализации магм остаются невыясненными.

Господствующими являются представления об ассимиляционной природе металлогенической специализации магм, которые в упрощенном виде сводятся к формуле: магма обогащена лишь теми рудными компонен-

тами, которые в повышенном количестве содержались в плавящемся субстрате. При этом оставались не всегда ясны причины зарождения различий в содержании рудных элементов в магмогенерирующих субстратах. Для гранитных магм, выплавляющихся в салическом слое коры, рудная специализация последнего связывалась с дифференциацией вещества в процессе осадконакопления. Но для магм, генерируемых в базальтовом слое земной коры и в мантии, такое объяснение не подходит. В этом случае искали объяснение в механизмах дифференциального плавления вещества. Например, А.П. Лихачев (1980 г.) считал, что потенциально никель-меденосные базит-ультрабазитовые расплавы зарождаются в тех участках мантии, из которых предварительно были выплавлены и удалены легкоплавкие базальтовые магмы, не содержащие сульфидов в силу более тугоплавкого характера последних. В результате сульфиды накапливались в реститовом мантийном субстрате, из которого они извлекались при выплавлении более магнезиальных и тугоплавких магм, имеющих сходные с сульфидами температуры плавления. Другой локальный механизм предрасплавного обогащения мантийного вещества рудными компонентами в последнее время стали связывать с потоками флюидов, метасоматизирующих мантийное вещество, последующее расплавление которого приводит к образованию металлогенически специализированных магм. С этим механизмом Л.Н. Когарко и И.Д. Рябчиков [42] связывают, например, проявление высокорудноносных ультращелочных магм Хибинского плутона, порождающих знаменитые апатитовые месторождения. Однако эти предположения не подтверждаются составом ксенолитов мантийных пород, вынесенных на поверхность земли глубинными магмами. Кроме алмазов, ильменита и редкоземельных минералов, никакие другие рудные минералы не проявляют признаков накопления в мантийных породах. В частности, сульфиды и апатит встречаются в них только в рассеянном аксессуарном состоянии. Следовательно, при формировании в мантии металлогенически специализированных магматических систем в большинстве случаев сопряженно с магмообразованием должны проявляться механизмы экстрагирования и концентрирования рассеянных в мантии рудных минералов и элементов. Предложенная модель экстрагирования и концентрирования флюидов в процессе частичного плавления мантии отвечает этим требованиям.

В отличие от малоподвижных пленок магматических расплавов в агломератной зоне плавления мантии движущиеся через них газовые пузырьки проходят через огромные объемы мантийного вещества, равномерно омывая его и вступая с ним в равновесное взаимодействие, а затем концентрируются в антиклинальных ловушках — участках полного плавления мантийного вещества. Если мантийные флюиды способны избирательно экстрагировать рудные компоненты мантийного вещества, то флюидопотоки вполне могут выполнять функции экстрагентов и концентраторов рудного вещества сопряженно с магмогенерацией. Рассмотрим несколько гипотетических примеров действия этого рудоконцентрирующего механизма.

Алмазы, как известно, концентрируются в щелочно-ультрабазитовых расплавах на максимально глубоких из известных уровней магмообразования. Высокощелочной характер магм свидетельствует об их образовании в условиях больших глубин, где действует принцип преимущественного концентрирования элементов с крупными ионными радиусами (некоге-

рентные элементы) в жидких и газовых фазах за счет окружающего кристаллического субстрата. В списке некогерентных элементов ведущее место занимают щелочи, которыми и обогащены алмазоносные магмы. Источником щелочей могут быть как участки примитивной, не претерпевшей полной дифференциации мантии или флюидопотоки, порожденные такой мантией. Источником кимберлитовых и лампроитовых магм могут быть участки деплетированной, обедненной некогерентными элементами мантии при условии предварительного (вторичного) обогащения ее этими элементами под действием глубинных флюидопотоков. Признаки участия деплетированного мантийного вещества в образовании алмазоносных расплавов имеются.

Факт связи алмазообразования с лампроитовыми и кимберлитовыми магмами несомненен, однако петрогенетическая сущность этой связи неясна. Есть множество магматических тел подобного или очень близкого состава, которые алмазов не несут или содержат их в небольшом количестве. Алмазы неравномерно распределены и в ксенолитах мантийных пород, содержащихся в алмазоносных кимберлитах; многие ксенолиты вообще не содержат алмазов. Эти данные указывают на неравномерность размещения алмазов в мантийном веществе, что может быть связано с первичной неоднородностью распределения в нем свободного углерода, а также с процессами вторичного его концентрирования, сопряженного, скорее всего, с алмазогенерирующим магматическим процессом. Мы склоняемся ко второй возможности, так как в противном случае не было бы никакой связи между алмазообразованием и специфическим магматизмом. Если это предположение правильно, то алмазообразование должно носить характер метасоматического (проявленного в твердом мантийном субстрате) или метамагматического (проявленного в расплаве) процесса отложения в виде алмазов привнесенного углерода. При этом переносчиком углерода не может быть сама магма в силу неустойчивого содержания в ней алмазов. Вероятнее всего, углерод переносится обсуждавшимися выше трансмагматическими флюидами. Маловероятен перенос углерода в атомарной форме, так как в этих условиях свободный углерод представлен стабильной формой алмаза. Видимо, углерод переносится в составе окисленных (CO_2) или восстановленных (CO , CH_4 , CN , и др.) соединений и его выделение в свободную форму происходит на восстановительных или окислительных барьерах соответственно. О существовании каких-либо специфических восстановительных барьеров в мантии ничего не известно, но и значительная степень окисленности мантийного вещества маловероятна, хотя мнения по этому вопросу расходятся. Подавляющее большинство исследователей по разным соображениям (излагавшимся выше) склоняются к мнению о существенно восстановительных (хотя бы относительно коровых) условиях в мантии. Поэтому будем исходить из предположения о переносе углерода в составе одной или, скорее, нескольких форм восстановленных соединений, названных выше. Освобождение связанного в них углерода должно, следовательно, происходить на окислительных барьерах. Некоторые исследователи склонны считать, что алмазообразование в упомянутых магмах происходит метастабильно на коровом уровне их залегания при окислении флюидов коровым веществом. Однако, вероятнее всего, алмазообразование происходит преимущественно в области его стабильности,

на уровнях около 200 км, что и устанавливается по параметрам алмазоносных мантийных ксенолитов и ассоциаций включенных в алмазы минералов.

Следующим вопросом является поиск окислительного барьера в мантии, на котором могло бы происходить окисление восстановительных флюидов с выделением углерода в свободном состоянии, что при соответствующем давлении (глубине) выражалось в образовании алмазов. Состав алмазоносных сред не показывает заметного отличия в составе от сред не содержащих алмазы, поэтому маловероятно, чтобы в мантии были какие-либо обогащенные окисными минералами слои, наиболее благоприятные для отложения углерода. Состав минералов, включенных в алмазы, и их тип также не отличается заметно от парагенетических ассоциаций вмещающих алмазы магматических и твердых мантийных пород. Близость состава алмазоносных и пустых сред создает затруднения в понимании самого процесса алмазообразования.

Для решения этого вопроса будем исходить из предположения, что основной средой алмазообразования является твердый мантийный субстрат, а не магматические расплавы, хотя в разрабатываемых промышленностью телах кимберлитов и лампроитов большая часть алмазов заключена в магматическом субстрате, а не в ксенолитах. Высказанное предположение вытекает из того, что алмазоносность магматических труб находится в обратной пропорциональной зависимости от содержания в них натрия и калия. Эта закономерность как будто противоречит специфической связи алмазов с магмами, обогащенными именно этими элементами. Вместе с тем алмазоносность кимберлитовых и лампроитовых тел находится в прямо пропорциональной зависимости от их магнезиальности. Для алмазоносных магм характерны также низкая железистость (не более 20 ат. % от суммы с магнием) и низкая окисленность железа. Разумным объяснением этих закономерностей является предположение о первоначальном нахождении алмазов не в магме, а в субстрате, лишенном щелочей, обедненном кремнеземом, железом, но богатом магнием. В обширной коллекции мантийных ксенолитов из кимберлитовых таким характеристикам отвечают высокооливиновые мантийные нодулы, являющиеся несомненными отторженцами слоя деплетированной мантии. Видимо, в магму алмазы попадали в составе таких ксенолитов. При их ассимиляции магмы обогащались магнием и обеднялись кремнием, щелочами, железом пропорционально объему ассимилированного вещества. Одновременно с этим и в такой же пропорции магмы обогащались алмазами, которые, однако, в ней неустойчивы, что следует из отсутствия их в высокощелочных родственных расплавах. Но на фронте растворения может происходить рост индивидуальных кристаллов, что хорошо известно кристаллографам-ростовикам. Признаки растворения алмазов из кимберлитов описывались многократно.

В этой гипотетической схеме остаются неясными причинно-следственные связи между кимберлит-лампроитовыми магмами и образованием алмазов в деплетированном мантийном веществе. Их можно понять, привлекая механизм кислотно-основного метаматического взаимодействия, обсуждавшийся в части II книги. Его существо, напомним, заключается в том, что при вступлении флюидов из среды меньшей основности в более основную происходит повышение химической активности всех оснований прямо пропорционально их силе. В преломлении к обсуждаемому

случаю процесс можно интерпретировать так. Первичные кимберлитовые и лампроитовые расплавы, содержащие, по общему мнению, MgO в количестве 22–25 мас. %, представляются менее основными, чем взаимодействующие с ними высокооливиновые породы деплетированной мантии. Взаимодействие опосредовано потоками трансмагматических флюидов, что обосновывается высокой флюидонасыщенностью кимберлитовых и лампроитовых магм. На это указывают обширность объемов ассимиляции деплетированного мантийного субстрата и полная переработка ксенолитов в лампроитовых магмах. При вступлении магматических флюидов в высокоосновный мантийный субстрат должны возрастать химические активности всех оснований, но особенно щелочей, что ведет к снижению кислотности флюидов. Это, в свою очередь, должно вызвать повышение потенциала кислорода или снижение восстановительного потенциала в соответствии с реакцией диссоциации воды: $2\text{H}_2\text{O} = 4\text{H}^+ + \text{O}_2 + 4\text{e}^-$. На такую связь окислительных характеристик минералообразующих сред со щелочностью неоднократно указывал Д.С. Коржинский. Видимо, рассмотренное реакционное повышение окислительных свойств трансмагматических флюидов кимберлит-лампроитовых магм при их взаимодействии с высокомагнезиальной средой деплетированной мантии является естественным окислительным барьером, на котором разлагаются восстановленные углеродсодержащие соединения [6, 103]. При соответствующем давлении освобождающийся при этом углерод, вероятно, образует в кристаллическом мантийном субстрате зерна алмазов, которые затем могут захватываться кимберлитовыми и лампроитовыми расплавами. В магме алмазы термодинамически неустойчивы из-за восстановительной обстановки.

Таким образом, в рамках гипотезы участия трансмагматических флюидов в мантийных магмах естественное объяснение получает процесс алмазообразования в мантийных ксенолитах, неравномерное распространение в них алмазов, формирование алмазоносных магм. Окисление восстановленных мантийных флюидов должно происходить всякий раз, когда возникают геодинамические условия взаимодействия флюидонасыщенных наиболее глубинных магм с высокомагнезиальными породами деплетированной мантии. При этом возможно образование алмазов, если взаимодействие имеет место на уровнях термодинамической устойчивости минерала и во флюидах достаточно углеродсодержащих восстановленных соединений. Наиболее благоприятные для этого условия, видимо, имеются на платформах, где мантия деплетирована особенно глубоко. По всей вероятности, в орогенах ее нижняя граница располагается выше уровней стабильности алмазов, которые в магмах этих районов практически не встречаются.

Развиваемая гипотеза может быть успешно использована для понимания условий зарождения руднопродуктивных сульфидоносных флюидно-магматических систем типа рассмотренных выше талнахских, норильских и подобных им. По существу нашим представлениям богатые сульфидным веществом базит-ультрабазитовые магмы зарождаются в участках мантии, предварительно им обогащенных. Так, А.П. Лихачев (1980 г.) предполагает, что такое обогащение происходит в результате выплавления и удаления из участков мантии низкоплавких базальтовых магм с температурой плавления ниже, чем у сульфидов. С этим трудно согласиться. Температуры

плавления любых базальтовых пород на сотни градусов выше пирротин-халькопиритовой эвтектики (около 715°C). Кроме того, еще не были встречены мантийные ксенолиты, обогащенные сульфидами. Последние всегда присутствуют в них в виде редких примесей и единичных зерен.

Другой, альтернативный способ образования сульфидоносных магматических систем состоит в возможности экстрагирования рассеянного в мантии сульфидного вещества обсуждавшимися потоками флюидных пузырьков с концентрированием их в очагах сплошного плавления. В части III книги обосновывалось предположение об образовании ликвационно-вкрапленных в интрузивах сульфидных руд Талнаха в результате окисления роданидных (CNS) комплексов меди и платиноидов. Предполагалось, что отложение из них сульфидного вещества происходило при окислении в краевых частях магматических тел, обогащенных кислородом за счет магматического замещения боковых пород. Высвобождающаяся при этом медь и сера взаимодействовали с железом долеритовых магм с образованием ликвационных сульфидных жидкостей, в которых растворялись элементы платиновой группы. Предполагалось также, что металлоносные роданистые соединения зарождались в восстановительных условиях мантии и поступали к местам реакции в составе трансмагматических флюидов, двигавшихся по интрузивным магмам, которые сохраняли высоко восстановительное состояние. Предположение об отсутствии значительных количеств сульфидов в местах генерации сульфидоносных магм подтверждается данными по сульфидоносным коматиитам Австралии. Эти магмы характеризуются высоким Pd/Ir отношением, что доказывает, по мнению Р.Р. Кийс [141], недосыщенность серой первичных мантийных очагов генерации коматиитовых магм. Если бы на этом уровне в них присутствовали сульфиды, то магмы потеряли бы часть палладия на пути подъема в силу преимущественного распределения элемента в сульфидное вещество.

На основании этих исходных положений предлагается следующая гипотетическая схема формирования сульфидоносных флюидно-магматических систем в мантийных условиях. В глубокой мантии, по крайней мере, на уровне алмазообразования возможно существование простейшего цианистого (CN) соединения или более высокоциклических цианамидных летучих соединений. Это следует из высоких содержаний азота в алмазах [6]. Такие газы, вероятно, способны активно растворять сульфиды, переводя их в легко подвижные комплексные роданистые соединения. В рамках предложенной нами модели магмогенерации и дегазации поднимающихся мантийных блоков можно найти место этим процессам. В участках частичного плавления примитивно-мантийного блока (см. рис. 41) происходит зарождение потока пузырьков флюидов, которые движутся по интерстициальным пленкам расплавов, омывая кристаллический субстрат. Если в составе флюидов имеются упомянутые цианистые и цианомидные соединения, то последние могут реагировать с встречающимися единичными зёрнами сульфидов и переводить их в легко подвижные роданидные комплексы. Последние вместе с остальными флюидными соединениями предположительно концентрируются в приподнятых участках плавящихся мантийных блоков. Эти участки сплошного плавления отождествляются с первичными магматическими очагами. Значительные масштабы экстрагирования и накопления сульфидных компонентов в магматических бассейнах, кото-

рые, по-видимому, являются источниками сульфидоносных магм вполне можно объяснить большими объемами частично плавящегося мантийного субстрата (см. рис. 41). По вскрывающим тектоническим нарушениям они поднимаются в приповерхностные горизонты земной коры, формируя протяженные магматические колонны. Колонны служат проводниками сформировавшихся указанным путем металлоносных трансмагматических флюидов, которые отлагают полезный груз в местах их разложения. Например, в талнахских и норильских габбро-долеритовых интрузивах ими являются участки окисления коровым веществом в приконтактных зонах магматического замещения, а в Бушвельдском плутоне флюиды окисляются кислородом хромитовых слоев Рифа Меренского, Рифа Бастард, УГ-2.

Таким образом, с позиций развиваемой гипотезы взаимосвязи генезиса магм и трансмагматических флюидов в мантии достаточно логично решаются вопросы генерации сульфидоносных флюидно-магматических систем из рассеянных рудных компонентов мантии.

Сходные механизмы, видимо, действовали при формировании апатитоносных ультращелочных магматических систем, подобных Хибинскому плутону. Л.Н. Когарко и И.Д. Рябчиков [42] высказали гипотезу выплавления апатитоносных магм в участках мантии, предварительного метасоматически обогащенных апатитом под воздействием углекислых мантийных флюидов. Важным элементом гипотезы является обоснование способности таких флюидов осуществлять перенос фосфора. Гипотеза Л.Н. Когарко и И.Д. Рябчикова заслуживает большого внимания и является пионерской. В ней впервые указывается на рудогенную роль протекающих в мантии метасоматических процессов. Мы разделяем основные положения этой гипотезы за исключением одного. В ней предполагается неоправданный разрыв во времени между процессами метасоматического обогащения мантийного субстрата фосфором в виде апатита и последующим плавлением этих участков мантии с превращением их в апатитоносные расплавы. Среди богатого набора мантийных ксенолитов нет значительно обогащенных апатитом. Вместе с тем этот минерал обычен в мантийных образцах, но присутствует в единичных зернах. Авторы предполагают, что перенос фосфора к земной поверхности происходил в составе меланефелинитовых магм. Это ограничивает общность гипотезы, так как она может привлекаться для объяснения апатитоносности лишь нефелинсодержащих магматических комплексов. В части III книги нами обосновывается положение о том, что рудогенерирующими магматическими фазами апатитоносных комплексов являются высококалийевые магмы сиенитового и нефелин-сиенитового состава.

Выдвигаемая нами гипотеза формирования апатитоносных магматических систем в исходных моментах совпадает с гипотезой Л.Н. Когарко и И.Д. Рябчикова. В определении форм мобилизации фосфора из мантийного вещества и его переноса мы опираемся на результаты изучения хибинских апатитовых месторождений. Напомним, что основной формой переноса фосфора признано гипотетическое соединение типа $K_{3-x}[PO_{4-x}F_x]$, устойчивое в высококалийевых средах, в частности, в сиенитовых и нефелин-сиенитовых магмах.

Представляется, что в ходе частичного плавления поднимающегося при-

митивно-мантийного блока происходит мобилизация углекислотного компонента кристаллического субстрата. Он входит в состав свободной флюидной фазы и в мантийных условиях соединяется со щелочами, в частности с калием [42, 102]. Свободная флюидная фаза в межзерновых пленках частичного плавления образует медленно всплывающие пузырьки, омывающие кристаллический мантийный субстрат. При встрече с зерном апатита, содержащим в своем составе фтор, углекислый калий вступает с ним в химическое взаимодействие с образованием вышеупомянутого легко подвижного калий-фосфор-фторного комплекса. Как предполагается развиваемой гипотезой, это соединение в составе флюидных пузырьков должно накапливаться в антиклинальных выступах плавящегося мантийного блока, где формируются первичные магматические бассейны. При их вскрытии тектоническими нарушениями магмы выдвигаются в верхние горизонты континентальной коры, образуя протяженные магматические колонны. Как отмечалось, уже при относительно небольшом перемещении вверх в магмах должны сформироваться струйчатые потоки трансмагматических флюидов, которые пронизывают интрузивные массивы в местах их окончательной локализации. Устойчивость потоков трансмагматических флюидов поддерживается продолжающимися газовыделениями из зон частичного плавления. Наибольший объем трансмагматических флюидов проходит через те интрузивные ответвления-массивы магматических колонн, которые сохраняют с ними наиболее длительные связи. Как отмечалось, отложение фосфора в виде апатитовых руд происходит из трансмагматических флюидов в экзоконтактах сиенитовых и нефелин-сиенитовых фаз, в низкокалиевых породах основного состава, представленных широким спектром минерально-петрографических типов. Апатитовые руды отлагаются в ийолитах, оливинитах, пироксенитах, базитах, диоритах, анортозитах, магнезиальных скарнах и доломитовых мраморах. Отложение апатита сопряжено с высокотемпературным калиевым метасоматозом магматической стадии, выражающимся в калишпатизации и флогопитизации перечисленных пород. Апатит концентрируется перед фронтом калиевого метасоматоза. Масштабы апатитового оруденения находятся в прямопропорциональной зависимости от объемов рудолокализирующих сред и трансмагматических флюидов, признаком которых является упомянутый калиевый метасоматоз. На этой основе возможна разработка высокоэкономичной системы промышленной оценки и опоискования территорий на апатитовое оруденение, в том числе скрытого типа.

Предложенная для обсуждения гипотеза мантийного магнообразования, сопряженного с потоками трансмагматических флюидов, может оказаться полезной в понимании процессов формирования руднопродуктивных флюидно-магматических систем. Важным элементом гипотезы является заключенный в ней механизм концентрирования металлоносных флюидов, экстрагирующих рассеянные в мантии полезные компоненты. Приведенные примеры гипотетических схем формирования рудно-магматических систем ограничиваются тремя типами. Их значение заключается в том, что в них на мантийном уровне предполагаются химические взаимодействия, признаки которых были обнаружены при непосредственном исследовании обнаруженных на поверхности геологических объектов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая книга завершает этап общего исследования проблемы трансмагматических флюидов в эндогенном петрогенезисе и рудообразовании. В ней дана типизация процессов метамагматизма и предложен принцип разработки простейших петрографических методов фиксации метамагматизма в магматических массивах. обстоятельно показана рудогенная роль трансмагматических флюидов и на этой основе выдвинута гипотеза образования крупных и уникальных эндогенных рудных месторождений. В книге впервые детально обсуждаются вопросы формирования в мантии потоков трансмагматических флюидов. При этом обнаружилось, что в процессе образования эти флюиды могут выполнять роль активных экстрагентов рассеянных в мантии металлов и при помощи действующих в мантии механизмов концентрирования флюидов сосредоточивать полезные компоненты в первичных магматических очагах.

Выдвинутая вначале Д.С. Коржинским [47] для ограниченных целей объяснения процессов гранитизации гипотеза трансмагматических флюидов с годами распространялась на все больший круг эндогенных явлений. На ее основе Д.С. Коржинским и его учениками с середины 50-х годов была создана теория метасоматоза магматической стадии. В начале 70-х годов Д.С. Коржинский на основе гипотезы трансмагматических флюидов обосновал существование неизвестного ранее класса магматических процессов — метамагматизма. В конце 70-х годов автором настоящей книги была высказана гипотеза участия трансмагматических флюидов в эндогенном рудообразовании, в котором они могут выполнять транспортные функции. Наконец, в настоящей книге формулируется новая гипотеза участия их в образовании в мантии первичных магматических очагов с концентрированием в них выщелоченных из мантийного вещества рудных элементов. Интересным результатом обсуждения гипотетических процессов мантийного магообразования явилось предположение о независимом развитии этих процессов от системы разрывных деформаций литосферных плит. Это позволяет иначе взглянуть на их пространственные взаимоотношения и найти объяснение амагматичности глубинных разломов при одновременной локализации магматических образований в разрывных нарушениях более высоких порядков. Этим намечаются новые подходы к проблеме взаимосвязи магматизма с тектоническими структурами коры и литосферы.

Особо хотелось бы подчеркнуть роль трансмагматических флюидов в эндогенном рудообразовании. Вероятное участие их в формировании крупных и уникальных месторождений позволяет на основе признаков проявления трансмагматических флюидов разрабатывать более обоснованные поисково-оценочные критерии. Недочет их вклада в формирование конкретных геологических образований, особенно крупных месторождений, ведет к неясностям, затруднениям, неточностям, а то и к серьезным ошибкам в определении их генезиса и признаков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апатиты. М.: Наука, 1968.
2. *Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н.* Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука, 1987. 110 с.
3. *Артошков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
4. *Балыкин П.А., Кислов Е.В., Майорова О.Н.* и др. Орбикулярные породы из протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Северного Забайкалья // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 40–50.
5. *Барабанов В.Ф.* Проблема генезиса апатитовых месторождений Хибин // Химия в естественных науках. М.: Изд-во ЛГУ, 1965. С. 176–184.
6. *Бокий Г.Б., Никитин А.В., Пепин С.В.* Химический транспорт углерода азотсодержащими "промежуточными соединениями" как особенность механизма синтеза алмазов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 3. С. 711–714.
7. Большое Толбачинское извержение; Камчатка, 1975/76 / С.А. Федотов, А.М. Чирков, А.А. Разина и др. М.: Наука, 1984. 637 с.
8. *Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В.* и др. Постмагматические образования Хибин // Докл. АН СССР. 1985. Т. 277, № 2. С. 419–422.
9. *Булакова Е.Н.* Температурные условия формирования норильских дифференцированных интрузий: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1971. 27 с.
10. *Вахрушев В.А., Изох Э.П.* Состав рудных акцессорных минералов высокоглиноземистых гранитов // Геология и геофизика. 1968. № 12. С. 120–123.
11. *Волохов И.М.* Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. М.: Наука, 1979. 166 с.
12. *Генкин А.Д., Коваленкер В.А., Смирнов А.В.* и др. Особенности минерального состава норильских сульфидных вкрапленных руд и их генетическое значение // Геология руд, месторождений. 1977. № 1. С. 24–38.
13. *Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
14. *Гурулев С.А.* Условия формирования основных расслоенных интрузий. М.: Наука, 1983. 249 с.
15. *Делицин Л.М., Мелентьев Б.Н., Делицина Л.В.* Система акмит–нефелин–виллиомит и дифференциация щелочной магмы // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, № 1. С. 186–189.
16. *Жариков В.А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 371 с.
17. *Жариков В.А., Гаврикова С.Н.* Гранитообразование в активизированной окраине Алдано-Станового щита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1987. Ч. 116, вып. 4. С. 377–399.
18. *Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В.* и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 175 с.
19. *Золотухин В.В.* Трапповый магматизм и условия формирования рудоносных дифференцированных интрузий на Сибирской платформе // Траппы Сибирской платформы и их металлогения: (Тез. докл. II Всесоюз. совещ. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1971. С. 41–43.
20. *Золотухин В.В.* Такситовые габбро-долериты и габбро дифференцированных трапповых интрузивов как вероятный результат метаматматической дебазификации // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1978. Вып. 395. С. 16–29.
21. *Золотухин В.В.* О процессе дифференциации магмы в некоторых интрузивах норильского типа // Геология и геофизика. 1982. № 6. С. 54–63.

22. *Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р.* и др. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. М.: Наука, 1975. 436 с.
23. *Зотов И.А.* Некоторые особенности магматизма и метаморфизма кристаллического комплекса Юго-Западного Памира: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1968. 30 с.
24. *Зотов И.А.* Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1979. 156 с.
25. *Зотов И.А.* О роли трансмагматических флюидов в генезисе магматогенных рудных месторождений // Сов. геология. 1980. № 1. С. 45–57.
26. *Зотов И.А.* Соотношения процессов магматизма, метасоматизма и апатитового оруднения Хибин // Материалы X Всесоюз. петрогр. совещ. Новосибирск: Наука, 1986. Т. 1. С. 167–169.
27. *Зотов И.А., Жуков В.В.* Трансмагматические флюиды как форма дегазации мантии Земли // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985. С. 9–10.
28. *Зотов И.А., Олейников Б.В., Округин А.В., Курдюков Е.Б.* Оценка физико-химических условий появления и устойчивости самородных металлов в магматических образованиях // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, № 5. С. 1260–1264.
29. *Зотов И.А., Перцев Н.Н.* Генезис метасоматических медно-никелевых руд Талнаха // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 86–95.
30. *Зотов И.А., Рязанов И.А.* Магматическое замещение континентальной коры как возможный механизм ее океанизации // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 5. С. 3–13.
31. *Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А.* Пойкилитовые нефелиновые сиениты Хибин: Геологическая позиция, вещественный состав, перспективы рудоносности // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 13–21.
32. *Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А., Коробейников А.Н.* Химический и минеральный состав пород центральной части Хибинского щелочного массива. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987. 138 с.
33. *Изох Э.П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.
34. *Ильин В.А.* Энергетика современных гидротермальных систем. М.: Наука, 1983. 135 с.
35. *Кадик А.А., Луканин О.А.* Проблемы окислительно-восстановительного режима верхней мантии и путей ее дегазации при плавлении // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 175–180.
36. *Кадик А.А., Френкель М.Я.* Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 с.
37. *Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик Л.П.* Изотопный состав серы сульфидов из месторождения Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 2. С. 7–19.
38. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.
39. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* О роли флюидов при формировании редкометалльных гранитоидов // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. С. 121–137.
40. *Коваленко В.И., Окладникова Л.В., Павленко А.С.* и др. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы // Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М.: Наука, 1965. С. 65–139.
41. *Козарко Л.Н.* Проблемы генезиса апатитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
42. *Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д.* Фосфор в процессах плавления мантии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 260, № 5. С. 1192–1194.
43. *Конев А.А.* Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1982. 201 с.
44. *Кононова В.А.* Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 214 с.

45. Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979.
46. Коржинский Д.С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях // Академику Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 242–261.
47. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 4. С. 56–69.
48. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 335–456.
49. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 220–234.
50. Коржинский Д.С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 1. С. 10–25.
51. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Там же, 1973. № 12. С. 3–6.
52. Коржинский Д.С. Проблема различия метасоматических образований от магматических и осадочных // Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 5–12.
53. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
54. Коржинский Д.С., Зотов И.А., Перцев Н.Н. Трансмагматические флюиды, метамагматизм и рудообразование // Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 5–28.
55. Коржинский Д.С., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Экскурсия на габбро-перидотит-дунитовые массивы Северного Прибайкалья // Геология руд. месторождений. 1976. Т. 18, № 3. С. 105–107.
56. Коржинский Д.С., Эпельбаум М.Б., Сорокин В.И. Зависимость кислотной агрессивности магматогенных флюидов от температуры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 6. С. 3–9.
57. Коровяков И.А., Нелюбин А.Е., Райкова З.А. и др. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 103 с.
58. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 1. 228 с.
59. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Минеев Д.А. Новые данные по минералогии северо-западного сектора расслоенной ийолит-уртитовой интрузии Хибинского массива // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М.: ИМГРЭ, 1979. С. 29–65.
60. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Маева М.М. Скрытая расслоенность ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 3. С. 759–762.
61. Кравченко С.М., Коленко Ю.А., Расс И.Т. Петрология апатитового месторождения Маган Меймеча-Котуйской провинции // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 4. С. 88–100.
62. Кривоплясов Г.С., Ярошевский А.А., Устинов В.И. Изотопный состав кислорода породообразующих минералов некоторых дифференцированных трапповых силлов и крупного расслоенного интрузива. (На примере траппов Норильского района, р. Подкаменной Тунгуски и Иоко-Довыренского массива) // X Всесоюзный семинар по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984. 233 с.
63. Кузнецов А.Д., Эпельбаум М.Б. Эвтектические соотношения в открытых системах с вполне подвижными компонентами. М.: Наука, 1985. 109 с.
64. Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 7–20.
65. Курдюков Б.Е., Зотов И.А. Об устойчивости самородных металлов в магмах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 2. С. 425–430.
66. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.

67. *Летников Ф.А.* Особенности флюидного режима процессов метаморфизма // Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980. С. 5–12.
68. *Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И.* и др. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 214 с.
69. *Лешер К.М., Гровс Д.И.* Геохимические и минералогические критерии рудоносности коматиитов в австралийских зеленокаменных поясах архейского возраста // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 131–141.
70. *Лихачев А.П.* Условия образования медно-никелевых месторождений // Сов. геология. 1982. № 6. С. 31–46.
71. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 276 с.
72. *Майсен Б., Беттгер А.* Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.
73. Магматические горные породы. М.: Наука, 1984. Т. 2: Щелочные породы. 415 с.
74. *Маракушев А.А.* О генезисе апатитовых месторождений в докембрийских толщах магнезиальных мраморов // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 339–348.
75. *Маракушев А.А.* Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985. Вып. 13. С. 5–53.
76. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 229 с.
77. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Специфика ликвации магм под давлением водорода в связи с генезисом хондритов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 5. С. 1222–1224.
78. *Маракушев А.А., Генкин А.Д.* Термодинамические условия образования карбидов металлов в связи с их нахождением в базитах, гипербазитах и в медно-никелевых сульфидных рудах // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1972. № 5. С. 7–25.
79. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Междунар. геол. конгр.: Метаморфизм и метасоматоз. М.: ГЕОХИ АН СССР. 1972. Т. 3, кн. 1. С. 3–14.
80. *Маракушев А.А., Феногенов А.Н., Емельяненко П.Ф.* и др. Генезис расслоенных интрузивов норильского типа: В связи с изуч. рудоносности // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1982. № 1. С. 3–19.
81. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
82. *Налдред А.Дж.* и др. Петрология верхней части критической зоны Бушвельдского комплекса и ее значение для понимания генезиса рифа Меренского // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 175–183.
83. *Негрей Е.В., Фам Тык Суан, Грамменицкий Е.Н.* и др. Орбикулярные граниты Кентского массива (Центральный Казахстан) и вопросы их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3.
84. *Недашковский П.Г.* Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и фениты. М.: Наука, 1986. 89 с.
85. *Новгородова М.И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.
86. *Оболенский А.А.* Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск: Наука, 1985. 194 с.
87. *Овчинников Л.Н.* Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование // Проблемы магматической петрологии. М.: Наука, 1973. С. 318–329.
88. *Перекрыст И.И., Смирнов В.В.* Геологическая и структурная позиция апатитового месторождения "Снежный цирк" // Структурный контроль оруденения в магматических и метаморфических комплексах Кольского полуострова. Апатиты, 1985. С. 13–22.
89. *Перцев Н.Н.* Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 255 с.
90. *Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л.* Железоносный комплекс Центрального Алдана: Полиметаморфизм и структурная эволюция. М.: Наука, 1988. 245 с.
91. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
92. *Петров В.П.* Трубочатые пустоты и пористые цилиндры в лавах и их петрогенетическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 85–96.

93. *Петров О.В.* Пространственно-временные соотношения никеленосных интрузивов в Талнахском рудном поле // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, № 5. С. 1180–1184.
94. *Петрова З.И., Левицкий В.И.* Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 201 с.
95. *Пономарева А.П.* Приконтактовые лейкократовые фации в гранитоидах повышенной щелочности // Геология и геофизика. 1986. № 9. С. 48–58.
96. *Попов В.С.* Глубинный метасоматоз как причина геохимической зональности магматических поясов и ареалов // Магма и магматические флюиды: Второе рабочее совещ.: Тез. докл. Черноголовка, 1985. С. 161–164.
97. *Расс И.Т.* Парагенетический анализ зональных минералов. М.: Наука, 1986. 144 с.
98. *Руденко С.А.* К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Зап. ЛГУ. 1968. Т. 47, вып. 2. С. 49–80.
99. *Русинов В.Л.* Калиевые "роговики" в Кураминском хребте и их отношение к рудному процессу // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 2. С. 463–467.
100. *Рябов В.В., Якоби Н.Я.* Поведение хрома при дифференциации трапповой магмы // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 85–111.
101. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
102. *Рябчиков И.Д.* Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации Земли // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: ИЛСАН СССР, 1985. Т. 1. С. 176–206.
103. *Симаков С.К.* Возникновение алмаза в процессах эволюционирования кимберлитовых магм // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 3. С. 681–684.
104. *Смирнов В.В., Арзамасцев А.А.* Перспективы апатитоносности комплекса ультраосновных фойдолитов Хибин: геолого-минералогические критерии // Геология и минералогия месторождений апатита Кольского полуострова. Апатиты, 1987. С. 23–29.
105. *Смирнов М.Ф.* Строение норильских никеленосных интрузий и сульфидные руды. М.: Недра, 1966. 59 с.
106. *Солодовникова Л.Л.* Полевые шпаты Кукисвумчоррского месторождения // К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С. 7–72.
107. *Тарасов А.В.* Структурные и генетические особенности медно-никелевого месторождения Норильск-1: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1969. 29 с.
108. *Тарасов А.В.* Вещественная зональность Норильского медно-никелевого месторождения // Геология и геофизика, 1975. № 7. С. 47–59.
109. *Тарасов А.В.* О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел // Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976. С. 123–276.
110. *Титов В.Н., Козловский А.Д., Красильщиков Я.С.* О генезисе брекчиевидных руд апатитовых месторождений Хибинского массива // Изв. вузов. Геология и разведка, 1969. № 12. С. 62–70.
111. *Титов В.Н., Кузнецов Ж.М.* К генезису пойкилитовых полевых шпатов в ийолитуртитах Хибинского массива // Тр. Гос. НИИ горнохим. сырья. 1985. Вып. 64. С. 68–74.
112. *Тихоненков И.П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 246 с.
113. *Тихоненкова Р.П.* Фениты Хибинского массива // Редкометалльные метасоматиты щелочных массивов. М.: Наука, 1967. С. 5–94.
114. *Фаворская М.А., Ляхович В.В.* Современные аспекты связи оруденения и магматизма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 1. С. 78–81.
115. *Федотов С.А.* Расчет питающих каналов и магматических очагов вулканов, имеющих устойчивые размеры и температуру // Вулканология и сейсмология. 1982. № 3. С. 3–17.
116. Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. 298 с.
117. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава // Геохимия, 1978. № 5. С. 643–668.

118. *Шабынин Л.И.* Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.
119. *Шабынин Л.И., Лицарев М.А., Перцев Н.Н.* и др. Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 15–47.
120. *Шабынин Л.И., Перцев Н.Н., Зотов И.А.* Вопросы образования рудоносных скарнов доломитовых контактов. М.: Наука, 1984. 105 с.
121. *Шкодзинский В.С.* Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов: (На примере Алданского шита). Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
122. *Щеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 326 с.
123. *Эпельбаум М.Б.* Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 225 с.
124. *Ярмолюк В.В.* Летучие в вулканическом процессе // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. С. 41–63.
125. *Яшина Р.М.* Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 76. С. 7–38.
126. *Яшина Р.М.* О контактово-реакционном взаимодействии нефелиновых сиенитов с ксенолитом доломитосодержащих мраморов: (На примере Аруктинского щелочного массива Юго-Восточной Тувы) // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 2. С. 117–128.
127. *Яшина Р.М.* О контактно-реакционном взаимодействии нефелин-сиенитовой интрузии с габброидами на примере зонально-кольцевой структуры Коргердабинского массива Юго-Восточной Тувы // Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1965. С. 99–181.
128. *Allegre C.J.* Genesis of archaean komatiites in a wet ultramafic subducted plate // Komatiites / Ed. W.T. Arndt, E.G. Nisbet. L., 1982. P. 495–500.
129. *Belousov V.V.* Gravitational instability and the development of structures of continents // Energetics of geological processes: Haus Ramberg on his 60th birthday / Ed. S.K. Saxena, S. Bhattacharji. N.Y. etc.: Springer, 1977. P. 3–18.
130. *Billjon S.* The transformation of the Pretoria series in the Bushveld complex // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1949. Vol. 52, N 1. P. 1–78.
131. *Buntin T.J., Grandstaff D.E., Ulmer G.C.* et al. A pilot study of geochemical and redox relationships between potholes and adjacent Normal Merensky Reef of the Bushveld complex // Econ. Geol. 1985. Vol. 80, N 4. P. 975–987.
132. *Carstens H.* Spherulitic crystallization a lamprophyric magmas and the origin of ocelli // Nature. 1982. Vol. 297, N 5866.
133. *Claude B.G.J., Claude A.J.* Nucleation, crystal and the thermal regime of cooling magmas // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 12. P. 10161–10177.
134. *Carrigan G.M.* Supercooling and the crystallization of plagioclase, olivine and clinopyroxene from basaltic magmas // Miner. Mag. 1982. Vol. 46, N 338. P. 31–42.
135. *Friend C.R.L.* The link between charnokite formation and granulite production: evidence from Kabbaldurda, Karnataka, Southern India // Magmatite, melting and metamorphism. Shiva geology series. London; Dely, 1986. P. 50–73.
136. *Gain S.B., Mostert A.B.* The geological setting of the platinum and base metal sulfide mineralization in the Platreef of the Bushveld complex in Drenthe North of the Potgietersrus // Econ. Geol. 1982. Vol. 77, N 6. P. 1395–1404.
137. *Gold D.P., Denes P., Tonysinhthiphonexay Y.* et al. The nature and significance of igneous "pothole" structures in some layered intrusive complexes // Canad. Miner. 1985. Vol. 23, N 2. P. 303–315.
138. *Hofmann A.W.* Geochemical mantle models // Terra cognita. 1984. Vol. 4, N 2. P. 157–165.
139. *Irvine T.N., Keith D.W., Todd S.G.* The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater complex, Montana. 2. Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld complex // Econ. Geol. 1983. Vol. 78, N 7. P. 1287–1334.
140. *Jones A.P., Smith J.V., Dawson J.B.* Glasses in mantle xenoliths from Olmani, Tanzania // J. Geol. 1983. Vol. 91, N 2. P. 167–178.
141. *Keays R.R.* Palladium and iridium in komatiites and associated rocks: application to petrogenetic problems // Komatiites / Ed. W.T. Arndt, E.G. Nisbet. L., 1982. P. 435–457.

142. *Kingston G.A., El-Dosuky B.T.* A contribution on the platinum-group mineralogy of the Merensky Reef at the Rustenburg platinum mine // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77, N 6. P. 1367–1384.
143. *Kinloch E.D.* Regional trends in the platinum-group mineralogy of the critical zone of the Bushveld complex, South Africa // *Ibid.* P. 1328–1347.
144. *Korzhinskii D.S., Pertsev N.N., Zotov I.A.* Transmagmatic fluids and magmatogenic ore formation: A problem of mantle ore sources // *Proc. Sixth quadren. IAGOD symp.* Stuttgart: Nagele und Obermiller, 1984. P. 131–138.
145. *Kresten P., Morogan V.* Fenitization at the Fen complex, southern Norway // *Lithos.* 1986. Vol. 19, N 1. P. 27–42.
146. *Kushiro I.* Viscosity of partial melts in the upper mantle // *J. Geophys. Res. B.* 1986. Vol. 91, N 9. P. 9343–9350.
147. *Lofgren J.E.* Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: a dynamic crystallization study // *J. Petrol.* 1983. Vol. 24, N 3. P. 229–255.
148. *Mysen B.O., Arculus R.J., Eggler D.H.* Solubility of carbon dioxide in melts of andesite, tholeiite, and olivine nephelinite composition to 30 kbar pressure // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1975. Vol. 53, N 4. P. 227–239.
149. *O'Nions R.K.* Relationships between chemical and convective layering in the Earth // *J. Geol. Soc.* 1987. Vol. 144, pt 2. P. 259–274.
150. *Page M.L., Schmulian M.L.* The proximal volcanic environment of the Scotia nickel deposit // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 6. P. 1469–1479.
151. *Rao B.V., Ripley E.M.* Petrochemical studies of the Dunka Road Cu-Ni deposits, Duluth complex, Minnesota // *Ibid.* 1983. Vol. 78, N 6. P. 1222–1238.
152. *Ringwood A.E.* Composition and petrology of the Earth's mantle. N.Y. etc.: McGraw-Hill, 1975. 672 p.
153. *Sekine T., Wyllie P.J.* Effect of H₂O on liquidus relationships in MgO–Al₂O₃–SiO₂ at 30 kilobars // *J. Geol.* 1983. Vol. 91, N 2. P. 195–210.
154. *Wyllie P.J.* Conditions for melting and metasomatism in the Earth's mantle // *Geol. zh. Geol. Carpathica.* 1985. Vol. 36, N 3. P. 323–335.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Таблица I. Контакт сульфидсодержащего такситового габбро-долерита (внизу) с шпинель-форстеритовым скарном (вверху). Примечательны перпендикулярная к контакту ориентировка корродированного ксенолита скарна внутри долерита и факелобразная форма (выступ) магматического замещения долеритом массивного скарна. Образец из нижнего контакта Хараелахской ветви Верхнеталлахского интрузива. Уменьшено в 2 раза

Таблица II. Оливин-плаггиоклазовая зонка (А) диффузионного взаимодействия магмы оливинсодержащего такситового габбро-долерита с ксенолитом шпинель-форстеритового скарна (Б), "выеденным" магмой изнутри. (В) – изометричные сечения долеритовых выступов магматического замещения, ориентированных параллельно контакту, в скарне. Срез правой части образца, изображенного в табл. I. Уменьшено в 1,5 раза

Таблица III. Калишпатизация ийолитов (образование рисчорритов) с опережающей нефелинизацией их в экзоконтактах нефелиновых сиенитов льявочорритового комплекса. Образцы из скважин апатитового месторождения Партамчорр

1 – калишпат белый с серыми участками рисчорритов. Уменьшено в 1,5 раза; 2 – внизу светлое пятно льявочоррита с характерными для магматических пород призматическими кристаллами калишпата

Таблица IV. 1 – калишпатизация массивных уртитов (образование ювитов, рисчорритов) в экзоконтакте крупнозернистых трахитоидных сиенитов хибинитового комплекса, слагающих обратную сторону образца. Калишпат представлен пойкилобластиками (темно-серое), образующими полосу в центре образца и развитыми в интерстициях белых изометричных и квадратных кристаллов нефелина. Образец из коренного обнажения подножья горы и дорожной выемки в Парке отдыха г. Кировска. Уменьшено в 2 раза; 2 – рисчоррит с двумя удлиненными, неясно лейстовыми пойкилобластовыми кристаллами калишпата с включениями зерен нефелина. Образец из непосредственного экзоконтакта льявочорритового интрузива. Керна скважины из Эвселогчоррской тектонической зоны горы Путиличорр. Диаметр керна 76 мм

Таблица V. 1 – одно звено уртит-ийолит-мельтейгитового состава из участка многозвенного ритмического расслоения пород ийолитовой серии Хибинского массива. Керна скважины, пройденной на апатитовом месторождении Коашва. Диаметр керна 76 мм; 2, 3 – плаггиоклазизация (магматической стадии) мономинерального пироксенового роговика в экзоконтакте пикритовых габбро-долеритов: 2 – в 15 см, 3 – в 5 см от контакта. На фотографии 2 кристалл плаггиоклаза имеет черный цвет ввиду полного псевдоморфного замещения его гидрогранатом. Без анализатора. Увел. 70^x

Таблица VI. 1 – плаггиоклазизация магматической стадии мономинерального пироксенового роговика в экзоконтакте безоливинового контактового габбро-долерита. Интерстициально развивающиеся зерна плаггиоклаза имеют черный цвет из-за псевдоморфного замещения их гидрогранатом. Без анализатора. Увел. 70^x; 2 – текстура орбикулярных гранитов массива Кент (Центральный Казахстан). Образец предоставлен Е.В. Негрей. Уменьшено в 2 раза

Таблица VII. 1 – орбикулярное обособление в гранитах массива Кент с корродированным ксенолитом орговикованного сланца в центре орбикулы. Образец предоставлен Е.В. Негрей. Уменьшено в 2,5 раза; 2–4 – сложные формы магматических контактов главного тела и апофиз Хараелахской ветви Верхнеталнахского габбро-долеритового интрузива; 2 – в кровле главного тела интрузива, 3 – апофизарного тела в слоистых пироксеновых роговиках с ангидритовым прослоем (менее окрашен), 4 – трубообразное ответвление (в поперечном сечении) от апофизы в гранат-пироксеновом роговике. Краевые зонки магматических пород образцов осветлены в результате замещения гидрогранатом (на послемагматической стадии). Диаметры кернов – 76 мм

Таблица VIII. 1 – замкнутый (справа, за плоскостью образца) петлеобразный реликт (черное) внешней части ксенолита шпинель-форстеритового скарна в такситовом габбро-долерите, заместившего также центральную часть ксенолита. Уменьшено в 1,5 раза; 2 – пористая трубка в мелко пористой однородной долеритовой лаве. Пустоты на снимке затемнены. Фото образца предоставлено В.П. Петровым. Уменьшено в 4 раза; 3 – ликвационные каплевидные обособления сульфидов в пикритовом габбро-долерите Верхнеталнахского интрузива. Благодаря различию в хрупкости сульфидов видно разделение капель по грубо горизонтальной плоскости на пирротин внизу и халькопирит верхней части капель. Уменьшено в 1,5 раза; 4 – брекчиевидная апатитовая руда (обломковидные белые скопления апатита) в неравнозернистом массивном уртите, пересеченном многочисленными жилочками апатита (светло-серые). Образец с месторождения Коашва. Масштаб изображен спичкой (справа внизу). Фото образца предоставлено В.Н. Титовым

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ЧТО ТАКОЕ "ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ"?	6
ОСНОВНЫЕ ВЕХИ В РАЗВИТИИ ГИПОТЕЗЫ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ	9
Часть I	
МЕТАСОМАТОЗ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ	14
Изученность метасоматитов магматической стадии	14
Геологические формы метасоматических тел и их размеры	15
Взаимоотношения метасоматитов с материнскими магматическими породами . .	18
Минералого-петрографические особенности состава и строения некоторых типов метасоматитов магматической стадии	22
Физико-химические особенности метасоматоза магматической стадии	54
Часть II	
МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ И МЕТАМАГМАТИЗМ	75
Роль флюидов в магматических процессах	75
Магматическое замещение и геологические формы его проявления. Образова- ние магматических камер	83
Инфильтрационное и диффузионное взаимодействия магмы с боковыми породами	93
Займствование магмой вещества вмещающих толщ	97
Процессы метамагматизма и их типизация	101
Действия трансмагматических флюидов на этапе кристаллизации магм	115
Часть III	
ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ В ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ	118
Место гипотезы трансмагматических флюидов в проблемах эндогенного рудо- образования	118
Роль трансмагматических флюидов в формировании ликвационных сульфид- ных руд месторождений Норильского района, Бушвельдского плутона и Австралии	122
Генезис Хибинского ультращелочного массива и его апатитовых месторожде- ний	150
Часть IV	
ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОПОТОКОВ И ИХ ВЗАИМОСВЯЗИ С МАГМОГЕНЕРАЦИЕЙ, РУДООБРАЗОВАНИЕМ И ТЕКТОГЕНЕЗОМ	170
Магмообразование и формирование трансмагматических флюидопотоков в мантии	171
О соотношении мантийных флюидно-магматических взаимодействий с текто- никой литосферы	192
Роль мантийных флюидопотоков в формировании рудоносных магматических систем	195
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	203
ЛИТЕРАТУРА	204
	213

CONTENTS

PREFACE	3
WHAT IS "TRANSMAGMATIC FLUIDS"?	6
MAIN STAGES IN THE DEVELOPMENT OF HYPOTHESIS OF TRANSMAGMATIC FLUIDS	9
Part I	
METASOMATISM OF MAGMATIC STAGE	14
Knowledge of the magmatic stage metasomatites	14
Geological forms of metasomatic bodies and their dimensions	15
Interrelation of metasomatites with maternal magmatic rocks	18
Mineral-petrographic peculiarities of composition and structure of some types of the magmatic stage metasomatites	22
Physico-chemical peculiarities of metasomatism of magmatic stage	54
Part II	
MAGMATIC REPLACEMENT AND METAMAGMATISM	75
Role of fluids in magmatic processes	75
Magmatic replacement and geological forms of its manifestation. The formation of magmatic chambers	83
Infiltration and diffusion interaction of magma with wall rocks	93
Adoption of substances of wall rock suites by magma	97
Processes of metamagmatism and its typification	101
Action of transmagnetic fluids at the stage of magma crystallization	115
Part III	
TRANSMAGMATIC FLUIDS IN ENDOGENETIC ORE FORMATION	118
Place of the transmagnetic fluid hypothesis in problems of endogenetic ore formation	118
Role of transmagnetic fluids in the formation of immisible liquid sulphide ores of Talnakh, Norilsk, Bushveld and Australia	122
Genesis of ultracalcic massif of Hibin and its apatite deposits	150
Part IV	
QUESTIONS OF FORMATION OF TRANSMAGMATIC FLUID FLOWS AND ITS INTERRELATION WITH MAGMA GENERATION, ORE FORMATION AND TECTOGENESIS	170
Generation of magma and formation of transmagnetic fluid flows in the mantle	171
Correlation of mantle fluid-magma interactions with lithosphere tectonic	192
Role of mantle fluid flows in the formation of ore bearing magmatic systems	195
CONCLUSION	203
REFERENCES	204

Научное издание

З о т о в Игорь Александрович

ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ
В МАГМАТИЗМЕ
И РУДООБРАЗОВАНИИ

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Художественный редактор *В.В. Алексеев*

Технический редактор *И.И. Джоиева*

Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 39901

Подписано к печати 13.07.89. Т – 10364
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печл. 13,5 + 0,5 вкл.

Усл.кр.-отт. 14,3. Уч.-издл. 17,1.

Тираж 700 экз. Тип. зак. 1667

Цена 3 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

готовятся к печати
следующие книги

Некрасова Р.А. Рудообразующие редкоземельные системы. 1990 г. 2 р. 80 к.

В монографии рассматриваются гидротермальные системы, моделирующие ассоциации редкоземельных месторождений. Даются физико-химические аспекты экспериментального исследования систем, а также кристаллохимические особенности фаз — аналогов природных минералов. Проводится интерпретация полученных результатов на примере ассоциаций редкоземельных месторождений.

Книга предназначена минералагам, геохимикам, геологам-рудникам.

Проблемы генетической и прикладной минералогии. 1990 г. 4 р. 40 к.

В сборнике рассматриваются проблемы типоморфизма, процессы образования и изменения минералов пегматитовых, карбонатитовых, гидротермально-метасоматических и других типов месторождений, вопросы поисковой и технологической минералогии, а также минералогии новых видов минерального сырья, большой вклад в развитие которых внес А.И. Гинзбург и его школа.

Сборник предназначен минералагам, геохимикам, геологам.

Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"
с указанием магазинов и отделов "Книга-почтой"

Магазины "Книга-почтой":

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

3 p. 50 к.

5217