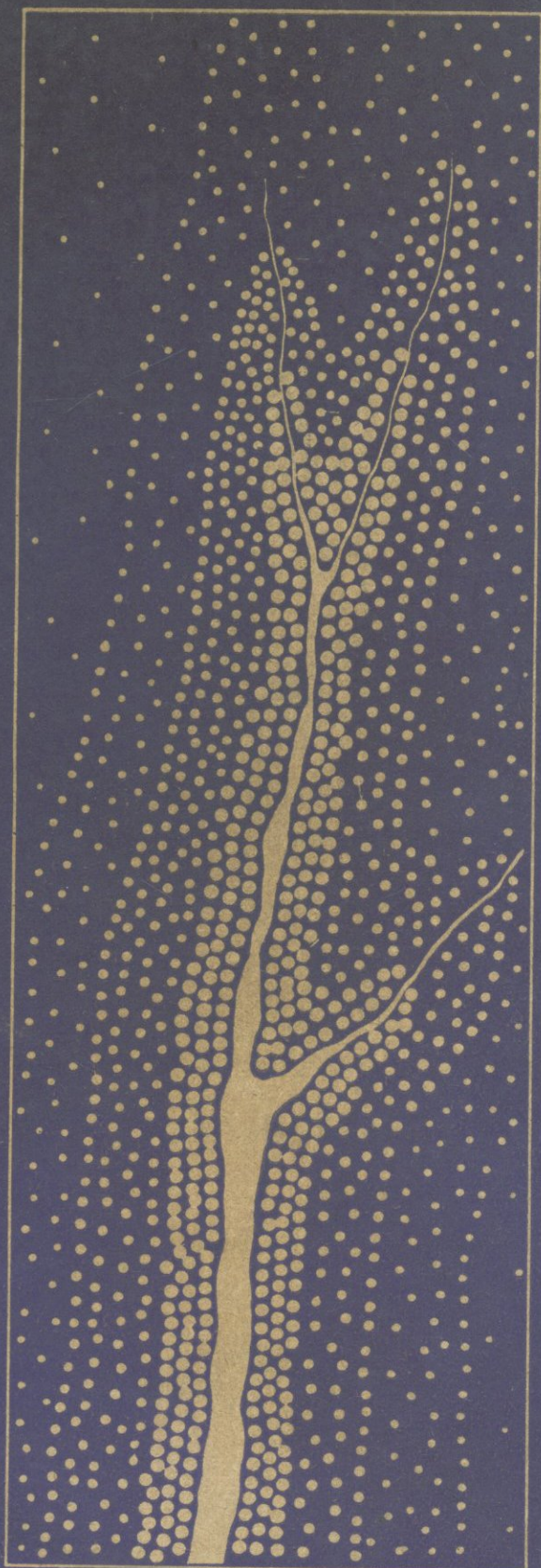


Б. И. ОМЕЛЯНЕНКО

ОКОЛОРУДНЫЕ  
ГИДРО-  
ТЕРМАЛЬНЫЕ  
ИЗМЕНЕНИЯ  
ПОРОД



Б. И. ОМЕЛЬЯНЕНКО

553 (065)

# ОКОЛУРУДНЫЕ ГИДРО- ТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД

2466



МОСКВА „НЕДРА“ 1978



Б. И. Омеляненко. Околорудные гидротермальные изменения пород. М., «Недра», 1978. 215 с.

В монографии рассматриваются вопросы, необходимые для успешного использования измененных пород для прогноза и поисков месторождений. К ним относятся механизм метасоматических процессов, горизонтальная и вертикальная зональность метасоматитов, методика их изучения и картирования, классификация, соотношение с оруденением, зависимость размеров и формы ореолов околорудного изменения от состава вмещающих пород и структурной обстановки, характеристика главнейших формационных признаков, необходимых и достаточных для выделения различных типов. Дано описание некоторых широко известных формационных типов (магнезиальные и известковые скарны, альбитизированные граниты, грейзены, прожилиты и др.), а также некоторых слабо изученных метасоматитов (метасоматические формации зон региональных разломов в кристаллическом фундаменте, гумбеиты, эйситы, аргиллизиты стратиформных месторождений и др.). Характеристика метасоматитов дана по единому плану: геологическое положение, соотношение с другими типами метасоматитов, закономерности строения метасоматических тел, особенности минерального и химического состава, металлогеническая и геохимическая специализация, условия образования.

Табл. 23, ил. 61, список лит. — 221 назв.

## ВВЕДЕНИЕ

Разработка научных основ использования околорудно измененных пород для поисково-оценочных целей с полным основанием может быть отнесена к числу фундаментальных в области теории рудообразования и металлогении. Особенно важно ее прикладное значение. Геологическая практика нуждается в таких методах, которые служили бы целям поисков скрытого, не выходящего на поверхность оруденения. Только с помощью таких методов может быть решена задача увеличения запасов руд, особенно в тех районах, которые уже освоены промышленностью.

В последние годы большое внимание измененным породам стали уделять при исследованиях многие геологические организации. Практическим выражением этого является переход к картированию измененных пород. Вместе с тем при диагностике измененных пород, интерпретации установленных соотношений и их использовании для прогноза месторождений геологи сталкиваются с значительными трудностями. Измененные породы представляют собой один из наиболее сложных объектов для изучения. Во многих районах имеют место многоэтапные и многостадийные изменения пород и при неверной интерпретации в них соотношений процессов метасоматического преобразования пород и рудообразования могут быть сделаны ошибочные в практическом отношении выводы.

В настоящее время в литературе имеется огромное число публикаций, посвященных околорудным породам на конкретных месторождениях, характеристике отдельных метасоматических формаций, общим вопросам теории метасоматических процессов. В то же время отсутствуют обобщающие работы, в которых в доступной форме были бы рассмотрены важнейшие проблемы, касающиеся измененных околорудных пород. Изучение околорудных измененных пород не входит даже в программу большинства геологических вузов и факультетов.

Еще в 1965 г. автором совместно с В. А. Жариковым была предпринята попытка кратко осветить круг вопросов, имеющих отношение к данной проблеме. Эта работа привлекла широкое внимание специалистов, изучающих околорудные измененные породы, о чем свидетельствуют многочисленные ссылки в литературе. К настоящему времени упомянутая работа в значительной степени устарела и не отражает уровня современной изученности проблемы. В ней отсутствуют, в частности, данные по методике изучения измененных пород и их практического использования, дана очень краткая характеристика рудоносных метасоматических формаций, и то лишь их незначительной части. Настоящая книга ставит целью восполнить указанные недостатки. Учитывая многочисленные пожелания геологов, основное внимание в работе автор уделит тем вопросам, с которыми приходится сталкиваться в повседневной геологической практике.

Так как каждое месторождение характеризуется рядом специфических особенностей, не имеющих общего значения, автор для обоснования главнейших

выводов пользуется моделями месторождений, позволяющими абстрагироваться от частных особенностей. Эти модели представляют собой упрощенные схемы конкретных объектов, либо изученных автором, либо заимствованных из литературы.

Для выявления главнейших закономерностей формирования околорудных метасоматитов используются максимально простые диаграммы, вполне понятные геологу, не владеющему парагенетическим анализом. Изложение материала проведено с позиций теории метасоматической зональности Д. С. Коржинского.

К сожалению, ограниченный объем работы не позволил охватить все формационные типы рудоносных метасоматитов, поэтому стоящая перед автором задача решена лишь частично.

Несомненно, настоящая работа не могла бы быть выполнена без тесного сотрудничества со многими специалистами, разрабатывающими различные аспекты данной проблемы, без того значительного прогресса в данной области, который достигнут общими усилиями научных и производственных геологических организаций.

# Глава I

## СОСТОЯНИЕ УЧЕНИЯ ОБ ОКОЛУРУДНОМ МЕТАСОМАТИЗМЕ

На I Всесоюзной конференции по околорудному метасоматизму Н. И. Наковник отмечал, что «...в настоящее время оформляется, если уже не оформилось, учение об околорудном метасоматизме...» (Метасоматические изменения..., 1966). С тех пор многократно возросло число публикаций, написаны монографии; измененные породы все в большей мере используются для прогнозных и поисково-оценочных целей. Проблеме околорудно измененных пород были посвящены еще две всесоюзные конференции (1966 и 1972 гг.), которые убедительно показали возросший уровень исследований в этой области. Однако приходится признать, что рассматриваемое учение об околорудно измененных породах еще не вышло из стадии становления и активной разработки. Именно этим можно объяснить большой разницей в номенклатуре, методах изучения, а также интерпретации одних и тех же фактов.

Прогресс в области изучения околорудных метасоматитов зависит от развития многих областей (например, методов изучения минерального вещества, физико-химических экспериментов, анализов газово-жидких включений и т. д.). Можно выделить три главных направления, разработка которых в основном определяет состояние проблемы в целом: 1) основы теории гидротермального метасоматоза; 2) петрология метасоматических горных пород; 3) научные основы использования измененных пород в прикладном аспекте.

### *а. Основы теории гидротермального метасоматоза*

Решающую роль в развитии основ теории гидротермального метасоматоза сыграли работы Д. С. Коржинского. Основопологающим является представление о дифференциальной подвижности компонентов в процессах минералообразования. Исходя из этого представления, Д. С. Коржинским были разработаны физико-химические основы анализа парагенезисов минералов горных пород путем введения термодинамических потенциалов, определяющих условия равновесия при любых минеральных превращениях, сопровождаемых выносом — выносом компонентов. Было установлено правило фаз в приложении к горным породам, в том числе к метасоматическим образованиям.

Изучение метасоматических процессов привело Д. С. Коржинского к созданию теории метасоматической зональности (1951, 1952, 1969). В настоящее время эта теория подтверждена многими геологическими и экспериментальными исследованиями. На базе этой теории и накопленного опыта по изучению метасоматитов Д. С. Коржинским создана первая классификация метасоматических процессов и дана их характеристика с позиций теории метасоматической зональности.

Большим вкладом в учение о метасоматических процессах явилась концепция об «опережающей волне кислотных компонентов», позволившая дать теоретическое обоснование смены выщелачивания отложением компонентов

и обосновать генетическую связь процессов окolorудного изменения пород и рудоотложения.

Отправным пунктом для многих исследователей метасоматитов служит работа Д. С. Коржинского «Очерк метасоматических процессов» (1953), в которой суммированы основные вопросы теории и главнейшие сведения по метасоматическим формациям.

Метод физико-химического анализа парагенезисов позволяет установить причины, приведшие к смене минеральных парагенезисов в метасоматитах, систематизировать наблюдаемые закономерности и, самое главное, служит «инструментом» для изучения метасоматических образований. Именно этот метод дает возможность подтвердить или отбросить ту или иную рабочую гипотезу в процессе изучения метасоматитов и на основе физико-химических представлений разработать жесткую схему процесса. В книге Д. С. Коржинского «Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов» (1957<sub>2</sub>) изложены теоретические основы этого метода.

Популяризацией и развитием отдельных положений Д. С. Коржинского в какой-то мере являются работы М. И. Годлевского (1965), В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко (1965): в первой рассмотрена методика составления физико-химических диаграмм, во второй в популярной форме изложены основные выводы из теории метасоматической зональности, дана характеристика основных типов метасоматических процессов и методика их изучения в металлогеническом аспекте.

Разработке отдельных вопросов теории посвящены работы В. А. Жарикова (1961<sub>1</sub>, 1963, 1965<sub>1,2</sub>, 1969), А. А. Маракушева (1965) и Г. А. Поспелова (1973).

В последние десятилетия появились работы, в которых исследователи пытаются с иных позиций объяснить механизм формирования метасоматических колонок. Так, С. А. Гулин считает, что в теории метасоматической зональности Д. С. Коржинского абсолютизируется положение об одновременности образования зон в одной колонке. По мнению С. А. Гулина (1969), метасоматические зоны формируются не одновременно, а последовательно, и лишь после образования всех зон происходит их одновременное разрастание. Сменяющие друг друга реакции представляют собой ступени перехода от неравновесных, но энергетически легче получаемых ассоциаций передовых зон, к равновесной, но энергетически более «труднодоступной» ассоциации тыловой зоны.

В ряде статей В. С. Голубева (1969, 1970, 1972) развивается динамическая теория метасоматоза. Исходя из данных теории хроматографии и экспериментальных исследований химических реакций, он приходит к такому выводу: формирование метасоматической зональности происходит либо по типу параллельных реакций ( $A \rightarrow B$ ,  $A \rightarrow C$ ,  $A \rightarrow D$ ), либо по типу последовательных реакций ( $A \rightarrow B$ ,  $B \rightarrow C$ ,  $C \rightarrow D$ ). В первом случае каждая из реакций имеет различную скорость, вследствие чего происходит пространственное разобщение продуктов реакции; во втором случае зоны возникают последовательно одна за другой, но разрастаются одновременно. Динамическая теория В. С. Голубева подверглась резкой критике В. А. Жарикова (1971), по мнению которого В. С. Голубевым неправильно истолкованы уравнения кинетики химических реакций применительно к анализу метасоматических процессов.

Следует отметить, что любая серьезная попытка разработки новых концепций теории представляется полезной, так как она неизбежно приводит к более углубленному анализу фактических данных с точки зрения соответствия их той или иной концепции, пробуждает интерес к вопросам теории,

неизбежно вызывает дискуссию и тем самым способствует развитию самой теории. К сожалению, в последние годы появилось значительное количество работ, в которых некоторые исследователи делают выводы не на основе установленных фактов, а на основе представлений Д. С. Коржинского. Особенно это относится к анализу парагенезисов с помощью многопучковых диаграмм. Не считая для себя обязательным строго обосновывать правильность выбора тех или иных компонентов в качестве виртуальных вполне подвижных, эти исследователи получают несуществующие в природе зависимости и парагенезисы. Все это несомненно результат недостаточно глубокого понимания существа и задач метода физико-химического анализа. Отсюда «жонглирование» вполне подвижными и инертными компонентами, кислотностью — щелочностью, факторами равновесия и другими понятиями. Подобные работы чрезвычайно запутывают и без того сложные вопросы изучения метасоматических образований. Автор счел необходимым остановиться на данной стороне вопроса, потому что без этого характеристика современного состояния проблемы метасоматитов была бы недостаточно объективной.

Огромное положительное влияние идей Д. С. Коржинского на изучение процессов минералообразования отмечалось многими исследователями и в Советском Союзе, и за рубежом. Однако слепое следование идеям без их критического осмысливания с единственной целью, чтобы все получилось «как у Д. С. Коржинского», к сожалению, весьма характерно для данного периода времени.

Для анализа метасоматических процессов в последние годы стал широко использоваться метод физико-химических расчетов, чему в большой степени способствовало появление в литературе новых термодинамических констант минералов и ионов. Основное содержание метода составляют расчеты минеральных равновесий в зависимости от температуры, давления, активностей компонентов,  $E_h$ ,  $pH$ , а также расчеты возможных концентраций различных компонентов в гидротермальных растворах.

К сожалению, в большинстве случаев исследователи при написании реакций опираются лишь на реально наблюдаемые взаимозаменения минералов. Однако этот критерий не дает однозначного ответа о характере реакции. Например, замещение альбита серицитом и кварцем может происходить с привносом глинозема, выносом или без изменения его количества. То же можно сказать и о кремнеземе. А между тем от того, как написана реакция, зависят и выводы о физико-химических параметрах метасоматического процесса и об их влиянии на течение реакции. Важными дополнительными критериями, которые необходимо учитывать при написании реакций, являются данные химических анализов о привносе — выносе компонентов и объемные эффекты реакций.

Значительные успехи наметились в последнее время в области экспериментальных физико-химических исследований, в частности изучения минеральных равновесий и искусственного моделирования метасоматических колонок. Эти успехи в первую очередь связаны с созданием Института экспериментальной минералогии АН СССР.

### *б. Петрология метасоматических горных пород*

В конце 40-х — начале 50-х годов в отечественной и зарубежной литературе постепенно стали накапливаться публикации, посвященные характеристике околорудных метасоматитов на отдельных месторождениях и рудных

полях. Возникла необходимость в обобщении имеющихся данных, в создании характеристик главнейших типов метасоматических пород с единых позиций. В это время исключительно важное значение имела работа «Очерк метасоматических процессов» Д. С. Коржинского (1953), в которой впервые была предпринята попытка осветить формационные особенности нескольких метасоматических формаций: скарнов, грейзенов, вторичных кварцитов, березитов, гумбеитов. Несмотря на то, что некоторые формации были охарактеризованы весьма схематично, а отдельные вообще не рассмотрены, значение этой работы трудно переоценить. В ней приведены описания метасоматитов с позиций теории метасоматической зональности, намечены принципы их систематики, рассмотрены вопросы генезиса описанных типов, суммирован круг главнейших вопросов, которые следует решать при изучении той или иной метасоматической формации. Именно в этой работе заложены основы учения об околорудных метасоматитах.

Существенным вкладом в учение об околорудных метасоматитах можно считать монографию под редакцией Н. Н. Курека «Измененные околорудные породы и их поисковое значение» (1954). В этой книге освещен большой круг вопросов, в частности: минеральный и химический состав метасоматитов, геологические условия их формирования, генезис, рудоносность и другие. Особенно интересны статьи, посвященные скарнам, грейzenам и вторичным кварцитам.

Во второй половине 50-х годов и особенно в 60-е годы количество публикаций, посвященных околорудным породам, прогрессивно возрастает. Большое число работ опубликовано в трудах Всесоюзных конференций по околорудному метасоматизму и региональных симпозиумов.

К настоящему времени крупные обобщения сделаны по формациям вторичных кварцитов (Наковник, 1964), скарнов (Жариков, 1968), грейзенов (Рундквист и др., 1971; Щерба, 1968), карбонатитов (Гинзбург, Эпштейн, 1968), пропилитов (Русинов, 1972; Василевский, 1973), кварц-полевошпатовых метасоматитов — апогранитов (Беус, 1968), аргиллизитов (Волостных, 1972), натровых метасоматитов докембрия (Кушев, 1972).

В каждой из обобщающих работ содержится обширная информация относительно петрологических особенностей указанных метасоматических формаций. Ценность таких работ для специалистов, изучающих метасоматиты того или иного типа, исключительно велика.

О результатах изучения околорудных метасоматитов можно судить по докладам на четырех Всесоюзных конференциях по околорудному метасоматизму (1963, 1966, 1972 и 1976 гг.). Особенно это касается изучения отдельных метасоматических формаций, их рудоносности, физико-химических условий формирования метасоматитов, связи метасоматизма с другими геологическими процессами.

На второй и особенно на третьей и четвертой Всесоюзных конференциях четко проявилась тенденция использовать для характеристики метасоматитов термины, отражающие всю совокупность минеральных и химических преобразований, связанных с воздействием растворов определенного типа. Конференции показали, что подавляющее большинство специалистов, изучающих околорудные метасоматиты, разделяют теоретические положения Д. С. Коржинского. Это позволяет выработать единый методологический подход к изучению околорудных метасоматитов.

Вместе с тем, как отмечено в решениях Всесоюзных конференций, еще недостаточно изучены вопросы генетической связи метасоматизма и оруденения.

Основное внимание уделяется доказательству пространственной связи метасоматитов и руд, а механизм явления все еще не ясен. Систематика метасоматических пород не удовлетворяет современным требованиям.

#### *в. Научные основы использования измененных пород в прикладном аспекте*

Измененные породы всегда привлекали внимание геологов в качестве важного критерия при поисках рудных тел. Тем не менее научные основы практического использования измененных пород начали разрабатываться лишь в два последних десятилетия. Они опираются на положение о метасоматической зональности, генетическом единстве процессов метасоматического преобразования пород и рудоотложения, о закономерностях физико-химической эволюции гидротермальных растворов во времени и в пространстве. Анализ данных по отдельным типам околорудных метасоматитов позволяет наметить критерии их отличия от метаморфических и от сходных типов метасоматических пород. В результате возникла основа для картирования околорудных метасоматитов.

В настоящее время многие научные и производственные геологические организации начали широкое картирование метасоматитов в различных масштабах. К сожалению, успехи пока весьма скромны. Существенным тормозом является отсутствие руководств по диагностике и картированию метасоматических пород. Специалистов, глубоко разбирающихся в вопросах околорудного метасоматизма, пока еще очень мало. При недостаточно высокой квалификации геологов неизбежно возникают ошибки в диагностике метасоматитов, что и определяет низкую эффективность подобных работ. Думается, наиболее актуальная задача в настоящее время — разработка методических руководств, с анализом и обобщением опыта практического использования измененных пород для поисков и прогнозирования.

Необходимым отправным пунктом в этом отношении является формационный подход к метасоматическим образованиям, как совокупности тесно генетически взаимосвязанных пород, закономерно повторяющихся в природе (Коржинский, 1953; 1962; Наковник, 1959, 1963; Жариков, 1956; Жариков, Омельяненко, 1965; Рундквист, Павлова, 1974; Омельяненко, 1975). Если четко установлена связь с метасоматитами определенных типов руд, то правомерно выделение рудно-метасоматических формаций, как это делают, например, Р. М. Константинов (1973) или В. И. Рехарский (1973). По мнению автора, первоочередной задачей специалистов является разработка четких критериев, позволяющих объединять метасоматиты, относящиеся к единой формации, и разделять метасоматические образования, принадлежащие к различным формациям.

#### *г. О термине «околорудные изменения»*

Термин «околорудные изменения» появился во времена древних рудознатцев, которые установили, что на контакте с рудой горные породы, как правило, интенсивно изменены. Следствием этого явилось следующее предположение: изменения пород происходили одновременно с отложением руды и обусловлены воздействием растворов, из которых отлагалась руда.

Накопленные к настоящему времени факты убедительно показывают разнообразие временных и генетических соотношений измененных пород и руд. В геологическом словаре (1955, с. 90): «околорудные изменения — совокупность изменений, происходящих около рудных тел в боковых породах и

обусловленных процессами, с которыми связано или которыми сопровождается образование руд».

Данное определение не является логически строгим, так как понятие «сопровождается» заведомо включает понятие «связано». Очевидно, здесь хотели подчеркнуть, что процессы околорудного изменения пород не обязательно одновременны с рудоотложением. Требуется также пояснений и слово «связано». Если предположить, что имеется в виду генетическая связь, то в принципе можно согласиться с сутью вышеприведенного определения.

Более правильна, как представляется автору, следующая формулировка: «*околорудные изменения*» — совокупность изменений, происходящих под воздействием процессов, с которыми генетически связано образование руд. Эти изменения могут происходить до, одновременно и после отложения руд. Соответственно могут быть выделены предрудный (наиболее значительный по масштабам), рудосопровождающий и пострудный метасоматоз (часто не проявленный).

Однако понятие «генетически связано» в нашем определении также нуждается в разъяснении. Поэтому приведенное определение может считаться исчерпывающим лишь в том случае, если будут сформулированы критерии генетической связи измененных пород и оруденения. По мнению автора, о генетической связи измененных пород и руд свидетельствует совокупность следующих признаков.

1. Гидротермально измененные породы и рудные тела характеризуются в целом аналогичными геологическими условиями локализации. Несоблюдение этого признака указывает на то, что метасоматически измененные породы не являются околорудно измененными. Так, гидротермальные рудоносные жилы и сопровождающие их метасоматиты часто контролируются крутопадающими трещинами, известковые скарны — горизонтами карбонатных пород в зоне экзоконтакта гранитоидов, альбитизированные граниты — прикровлевыми участками интрузивов, вторичные кварциты — субвулканическими телами кислых вулканогенных пород и так далее.

2. Гидротермально измененные породы и оруденение близки по возрасту. При наличии признаков, указывающих на существенный временной разрыв, гидротермально измененные породы не могут быть отнесены к околорудным. Из признаков, указывающих на существенный временной разрыв, можно назвать внедрение интрузивов, разрыв, метаморфизм, принципиальное изменение плана деформаций и т. п.

Следует отметить, что в литературе отмечаются случаи, когда измененные породы и оруденение разделены дайками (Воробьев, 1963). Внутриминерализационные дайки упоминаются некоторыми исследователями при описании конкретных месторождений. Очевидно, внедрение единичных даек нельзя рассматривать как доказательство существенного временного разрыва. Подобные редкие случаи требуют дополнительного изучения.

3. Гидротермально измененные породы и оруденение характеризуются четкой пространственной связью. Вне пределов измененных пород рудные тела не встречаются. Нарушение этого признака не позволяет относить измененную породу к околорудной. Так, наличие оруденения (например, полиметаллического, золотого, уранового и др.) и в скарнах, и вне скарнов указывает на то, что скарны не могут рассматриваться как измененные околорудные породы по отношению к оруденению. Предпочтительная концентрация оруденения в скарнах служит показателем литологического контроля, но отнюдь не свидетельствует о генетической связи скарнов и оруденения.

4. Парагенезисы минералов гидротермально измененных пород и руд указывают на их образование при сравнительно близких температурах. Широко распространенные минералы в околорудно измененных породах обычно входят в состав рудных жил. Так, для жил грейзеновых месторождений характерны кварц, мусковит, топаз, турмалин, т. е. минералы, свойственные грейзенизированным породам. Для жил, связанных с пропилитами, обычны эпидот и кварц; в жилах, связанных с березитизацией, встречаются серицит, карбонат, кварц, но не характерен эпидот и т. д.

Наличие в измененных породах минералов, явно не устойчивых в рудных телах, не позволяет относить измененные породы к околорудным. Например, наличие в измененных породах андалузита, топаза, а в рудных телах каолинита, серицита указывает на принципиально различные температурные условия формирования измененных пород и руд. То же можно сказать об ассоциациях кварца и волластонита, с одной стороны, и кварца и кальцита, с другой, эпидота, с одной, и кварца, каолинита и карбоната, с другой, и т. д.

Следует заметить, что данный критерий можно использовать на самой начальной стадии изучения рудопроявления, когда временные и пространственные отношения, а также условия локализации измененных пород и руд еще не ясны. На основании этого признака можно уверенно заключить, что те или иные изменения не относятся к околорудным. В то же время, если парагенезисы измененных пород и руд указывают на близкие температурные условия образования, то при отсутствии других критериев можно лишь с достаточным основанием предполагать (но не утверждать), что изменения пород являются околорудными.

Важно подчеркнуть и следующее: хотя изменения предрудной стадии осуществляются при более высоких температурах, чем рудоотложение, градиент температур не бывает настолько значительным, чтобы принципиально изменить качественный состав минеральных ассоциаций. Наряду с другими признаками это указывает на генетическое единство процессов изменения пород и оруденения.

5. Важным критерием для отнесения пород к околорудным служат данные сопоставления наблюдаемых фактов с опытом изучения околорудных метасоматитов, вообще, и в конкретной рудоносной провинции, в частности. Металлогенетическая специализация метасоматических формаций и выдержанность типа околорудного изменения в пределах рудоносных провинций позволяют с достаточной долей уверенности по составу метасоматитов предсказать характер возможного оруденения.

Следует подчеркнуть особую ценность данного критерия для многостадийных телескопированных месторождений, на которых изменения пород являются результатом двух и более рудно-метасоматических процессов.

Следовательно, к *околорудно измененным* следует относить такие породы, которые характеризуются признаками, указывающими на их генетическую связь с оруденением. К этим признакам относятся: единые геологические условия локализации, временная близость, пространственная связь, наличие в измененных породах и рудах одних и тех же минералов, статистическая устойчивость приуроченности определенного типа рудной минерализации к метасоматитам данного типа, подтвержденная многолетним опытом изучения месторождений. Это определение опирается не на предполагаемые, а на наблюдаемые признаки.

Существует также целый ряд дополнительных признаков. К ним относятся геохимические особенности измененных пород, в частности повышенные

концентрации в околорудно измененных породах и рудах определенных элементов. Например, при процессах натрового метасоматоза высокой миграционной способностью характеризуются титан, цирконий, фосфор и торий. Повышенные концентрации минералов, содержащих эти элементы в измененных породах и рудах, говорят об их геохимическом родстве. Для сульфидных месторождений формирование околорудных пород происходит в условиях высокой активности сульфидной серы, что приводит к связыванию железа в пирит. Для многих урановых месторождений вблизи урановых рудных тел часто устанавливается гематитизация пород, указывающая на их формирование в условиях повышенного потенциала кислорода. Такие признаки, свидетельствующие о геохимической специализации околорудных метасоматитов, могут служить важным дополнительным аргументом в пользу генетической связи измененных пород и руд.

#### *д. О терминах «стадия» и «этап» минерализации*

Опыт изучения рудных месторождений убедительно показывает, что в сложных процессах минералообразования устанавливаются различные по масштабам временные интервалы, в течение которых происходило образование разнообразных сообществ гидротермальных минералов. Вместе с тем для их характеристики геологи используют только два термина: «стадия минерализации» и «этап минерализации».

Как стало очевидно в настоящее время, с помощью двух этих терминов не могут быть описаны различные временные интервалы гидротермального минералообразования. Нельзя не отметить также, что намеченные А. Г. Бетехтиным критерии выделения стадий и этапов минерализации страдают в значительной степени неопределенностью. Согласно А. Г. Бетехтину, этапы минерализации — «...периоды минералообразования, хотя и связанные с одним и тем же магматическим источником, но отделенные друг от друга весьма значительными промежутками времени». Стадии минерализации — «... процессы минерализации, разделенные во времени относительно короткими интервалами, но протекающие в течение одного какого-либо этапа минерализации» (Бетехтин и др., 1958, с. 330 и 334). Не говоря уже о том, что связь с магматическим источником в большинстве случаев не является очевидной, остается неясным, какие промежутки времени следует считать значительными, а какие незначительными. Не вносит большей определенности дополнение о значительных и незначительных тектонических подвижках, значительном и незначительном изменении физико-химических условий минералообразования. Поэтому нередки случаи, когда на одном и том же месторождении одним исследователем выделяется две-три, а другим 10—12 стадий минерализации.

Изучение основных закономерностей физико-химической эволюции процессов минералообразования Д. С. Коржинским и его школой привело к появлению таких терминов, как «послемагматическая стадия», «стадия кислотного выщелачивания», «щелочная стадия», «стадия сопряженного отложения» и т. п. В данном случае в термин «стадия» вкладывается лишь смысл «временной промежутки», в течение которого процесс минералообразования характеризовался теми или иными особенностями. По мнению Д. С. Коржинского, не следует строго определять понятие «стадия», каждый исследователь вправе использовать его для характеристики временных интервалов, в течение которых происходили описываемые явления.

Действительно, отсутствие других, более удобных, терминов заставляет геологов использовать термин «стадия минерализации» для обозначения самых

различных категории временных интервалов. Например, стадия кислотного выщелачивания характеризует интервал времени, в течение которого растворы имели повышенную кислотность. Дорудная, рудная и пострудная стадии могут быть выделены по отношению к временному интервалу рудоотложения и т. д. Очевидно, ограничить в настоящее время понятие «стадия минерализации» четкими критериями едва ли возможно.

Автору представляется целесообразным понятие «этап минерализации» использовать для обозначения интервала времени, в течение которого совершается рудно-метасоматический процесс определенного типа. Так, могут быть выделены грейзеново-касситеритовый, скарново-магнетитовый, березитово-золоторудный и другие процессы (и соответственно им этапы). Каждый такой этап состоит из нескольких стадий, которые в зависимости от задач могут выделяться либо по названию минеральных ассоциаций, либо по отношению к временному интервалу рудоотложения, либо в зависимости от тех или иных параметров, характеризующих физико-химические условия растворов.

Для изучения околорудных метасоматитов и соотношения их с оруденением в каждом этапе целесообразно в качестве главных периодов минералообразования выделять стадию предрудного изменения пород, рудную стадию и пострудную стадию. Соответственно выделяются предрудный, рудосопровождающий и пострудный метасоматоз.

Тогда этап минералообразования следует рассматривать как временной интервал, в течение которого проявлено закономерное развитие единого гидротермального процесса, выражающееся в проявлении раннего предрудного изменения пород, рудоотложения и образования послерудных жил.

Если формулировать понятие этапа минерализации с точки зрения физико-химической эволюции процесса, то для большинства месторождений (исключая месторождения, приуроченные к щелочным метасоматитам) его следует определять как «временной интервал» гидротермального минералообразования, в котором закономерно проявились процессы кислотного выщелачивания пород, отложение выщелоченных и привнесенных раствором компонентов (в том числе и рудных) в трещинах и порах в условиях повышения щелочности растворов и, наконец, образование поздних безрудных жил и прожилков, происходящее в условиях нейтрализации растворов.

Самостоятельность данной категории периода минералообразования своеобразно подчеркнута Д. С. Коржинским (1966): к моноасцендентным следует относить такие месторождения, в которых проявлена только одна волна кислотности гидротермальных растворов.

Для конкретных месторождений схема минералообразования не всегда может быть охарактеризована предрудной, рудной и пострудной стадиями. Иногда оруденению может предшествовать не одна, а две стадии предрудного изменения, различные по характеру минеральных преобразований. В этом случае могут быть выделены первая и вторая предрудные стадии. То же можно сказать о рудной и пострудной стадиях. При процессах интенсивного выщелачивания компонентов в предрудную стадию может происходить их последующее переотложение — процесс, обычно выделяемый в стадию сопряженного отложения выщелоченных компонентов. Этот процесс во времени может совпадать с рудоотложением и несколько предшествовать ему. Однако эти осложнения не затушевывают общую картину, свойственную процессам формирования месторождений, в связи с чем полностью сохраняется возможность их сопоставления по основным особенностям предрудного, рудосопровождающего, а иногда и пострудного метасоматоза.

*е. Понятие «рудно-метасоматический процесс»*

Всестороннее изучение рудных месторождений убедительно показывает, что метасоматическое преобразование пород и рудоотложение — звенья единой цепи явлений, характеризующих определенный петрогенетический процесс. При этом основное значение с точки зрения масштабов проявления имеют изменения вмещающих пород. Рудоотложение является закономерным эпизодом на фоне развития гидротермального процесса, причем по масштабам оно резко уступает метасоматическому преобразованию пород.

Таким образом, хотя из-за практической значимости оруденение и привлекает наиболее пристальное внимание геологов, самое тщательное его изучение не может дать представления о гидротермальном процессе в целом. Вот почему систематика рудных месторождений все в большей степени начинает опираться на околорудные метасоматиты, которые наиболее полно характеризуют гидротермальный процесс в целом, в то время как оруденение подчеркивает его металлогеническую специализацию.

Следует отметить, что использование данных картирования измененных пород для прогнозов и металлогенических построений может быть успешным лишь на основе четкого представления о взаимосвязи определенных руд с определенными типами метасоматитов.

Возникает поэтому необходимость в разработке представления о рудно-метасоматическом процессе, как о совокупности тесно генетически взаимосвязанных процессов минералообразования, являющихся производными единого гидротермального этапа. Особое значение это положение имеет для рудоносных провинций, где проявлено несколько рудно-метасоматических процессов.

Одна из основных задач при изучении конкретных участков — разработка признаков, позволяющих правильно разделять и диагностировать продукты минералообразования, относящиеся к разновременным рудно-метасоматическим процессам. Рудно-метасоматическим процессом может быть назван процесс минералообразования, в котором проявляется закономерная эволюция, выражающаяся: а) в метасоматическом преобразовании пород на ранних стадиях, б) рудоотложении и рудосопровождающем метасоматозе на промежуточных стадиях, в) образовании пострудных жил и прожилков на поздних стадиях.

Процесс минералообразования, как правило, происходит на фоне тектонических подвижек, количество и масштабы которых в каждом конкретном случае определяют число стадий минерализации, которые выделяются специалистами в области рудной минералогии.

Для большинства месторождений предрудное изменение пород выражается в кислотном выщелачивании. Согласно Д. С. Коржинскому (1956, 1957, 1960 и др.), для них могут быть выделены стадия кислотного выщелачивания, стадия повышающейся щелочности и стадия нейтрализации растворов. Соответственно они отвечают предрудному изменению пород, рудоотложению и образованию пострудных жил. Однако не все рудно-метасоматические процессы начинаются с кислотного выщелачивания пород. На ряде месторождений отмечается предрудный щелочной метасоматоз. Вместе с тем на всех без исключения месторождениях выделяются предрудный метасоматоз, рудоотложение и образование пострудных жил и прожилков.

Следовательно, понятие о рудно-метасоматическом процессе приложимо для всех месторождений независимо от того, проявлена ли на них опережающая волна кислотных компонентов, или в предрудную стадию происходил щелочной метасоматоз.

# ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ ИЗ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Основной круг вопросов, относящихся к физико-химической теории процессов минералообразования, рассмотрен во многих работах Д. С. Коржинского. Ряд существенных дополнительных сведений содержится в работах В. С. Файфа, В. А. Жарикова, А. А. Маракушева, Г. Л. Поспелова, Г. Б. Наумова и других исследователей. Здесь резюмированы основные выводы, которые в первую очередь необходимо учитывать при изучении окolorудных метасоматитов.

### 1. Механизм метасоматических процессов

Метасоматозом называется процесс преобразования горных пород, происходящий путем замещения одних минералов другими с сохранением твердого состояния породы в целом и сопровождающийся изменением их химического состава. В отличие от метасоматоза при метаморфизме химический состав пород заметно меняется лишь в отношении воды и углекислоты.

Механизм метасоматических процессов целесообразно рассматривать на макроскопическом и микроскопическом уровнях. В первом случае нас будет интересовать механизм, регулирующий формирование метасоматических тел в целом, т. е. метасоматизм как геологическое явление. Во втором случае рассмотрен механизм, определяющий замещение конкретного зерна и первичной породы.

Рассматривая механизм метасоматического процесса на макроуровне, необходимо подчеркнуть, что одним из основных условий протекания метасоматических реакций является наличие водных растворов. Жидкое состояние водных растворов для низко- и среднетемпературных процессов сомнений не вызывает.

Метасоматические явления развиваются только вблизи трещин, зон интенсивной трещиноватости, брекчирования и катаклаза, лишь в незначительной степени захватывая прилегающие участки слабо нарушенных пород. Проследившая строение ореола окolorудного изменения, контролируемого трещиной, пересекающей породы с резко различной проницаемостью (например, горизонты малопроницаемых фельзитов и высокопроницаемых туфоконгломератов), нетрудно убедиться в том, что мощность окolorудных метасоматитов в высокопроницаемых породах во много раз выше, чем в малопроницаемых. Объяснить это явление можно, лишь допуская участие водных растворов в метасоматическом преобразовании.

Что касается высокотемпературных явлений, особенно процессов магматической стадии, то здесь структурный контроль метасоматитов тектонически ослабленными зонами проявлен очень нечетко и роль водных растворов не столь очевидна. Наличие газово-жидких включений в высокотемпературных минералах позволяет допускать, что и здесь высокотемпературные растворы.

способные проникать через микротрещины и поры пород, являлись главной причиной метасоматических реакций.

Рассматривая высокотемпературные явления, некоторые исследователи допускают газообразное состояние растворов. Если бы это мнение было правильным, то, как показал Д. С. Коржинский (1940), реакции гидратации зависели бы от глубины, причем высокое давление способствовало бы образованию гидроксилсодержащих минералов. В действительности же реакция гидратации зависит лишь от температуры. Поэтому приходится признать следующее: если при высоких температурах растворы и являются надкритическими, то по своим свойствам они ведут себя как жидкость.

Экспериментальные данные также свидетельствуют в пользу жидкообразного характера растворов. При повышенных давлениях, отвечающих глубинам более 1 км, водные растворы в надкритическом состоянии характеризуются высокой плотностью и в отношении главных характеристик (растворимость солей, электролитическая диссоциация, удельные объемы) ведут себя как жидкость (Смит, 1954; Мори, 1960, и др.). Искусственный синтез метасоматических пород — скарнов, грейзенов, березитов, — а также моделирование различных реакций взаимозамещения минералов произведены с помощью водных растворов.

Допускать перенос вещества путем диффузии в твердом состоянии в сколько-нибудь значительных масштабах нет оснований. Если бы это было так, то плотные малопроницаемые породы оказались бы наиболее благоприятными для миграции компонентов, а трещины и зоны дробления служили бы, напротив, препятствием.

На основании экспериментальных данных, подытоженных в работе У. Файфа с соавторами (1962, с. 107), показано: «...что внутрикристаллическая диффузия — действительно медленное явление, которое даже в рамках геологического времени (например, в интервале 10 млн. лет) будет ограничена расстояниями, измеренными сантиметрами».

Сказанное позволяет заключить, что метасоматические процессы как геологическое явление могут происходить лишь при участии жидких водных растворов.

На состав и строение зон метасоматитов существенно влияет способ переноса вещества. Выделяются два крайних типа метасоматических процессов: инфильтрационный метасоматоз и диффузионный метасоматоз.

При *инфильтрационном метасоматозе* перенос вещества осуществляется самим током раствора. Простейший случай инфильтрации представляет равномерное просачивание растворов через тонкозернистый песок. При этом каждая песчинка омывается раствором. Необходимый для осуществления метасоматических реакций привнос и вынос компонентов определяется движущимся раствором (рис. 1, а).

Если раствор во вмещающих породах является застойным, то привнос и вынос компонентов могут происходить лишь посредством диффузии. Простейший случай *диффузионного метасоматоза* может иметь место, когда движение раствора осуществляется по достаточно широкой трещине, а в порах боковых пород находится практически застойный раствор (см. рис. 1, б). Перемещение компонентов для осуществления метасоматических реакций в таких поровых растворах происходит путем диффузии, при существовании разницы в концентрациях (или точнее активностях) компонентов в различных участках. При диффузионном метасоматозе перемещение компонентов осуществляется только в направлении меньшей концентрации, в то время как при инфильтрационном

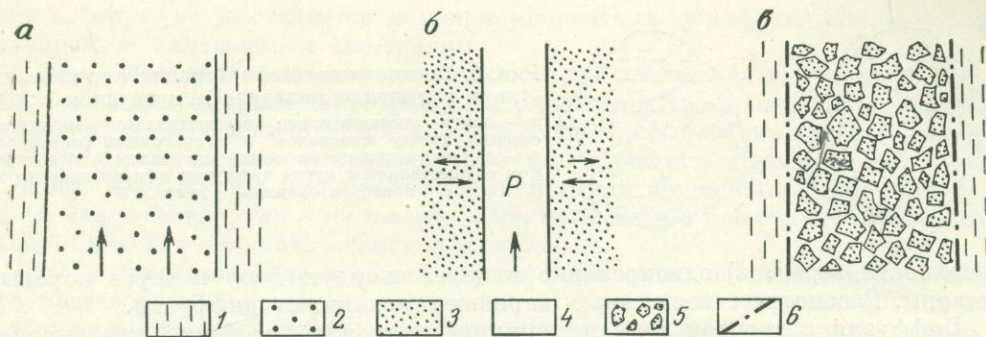


Рис. 1. Схема различных типов метасоматоза: а — инфильтрационного, б — диффузионного, в — инфильтрационно-диффузионного.

1 — водонепроницаемые породы; 2 — мелкозернистый песок; 3 — пористые породы с застойным поровым раствором; 4 — трещина, заполненная восходящим раствором; 5 — обломки пород, пропитанные застойным поровым раствором, пространство между которыми заполнено восходящим раствором; 6 — тектонические швы. Вертикальные стрелки показывают направление движения растворов, горизонтальные — направление диффузии компонентов

метасоматозе перенос компонентов происходит в направлении более высокой концентрации и *необходимо-диффузионно*.

В природе в большинстве случаев имеет место *инфильтрационно-диффузионный* метасоматоз, при котором диффузия и инфильтрация проявляются совместно. Моделью может служить тектонический блок, сложенный обломками пород, неоднородными по проницаемости, в котором движение раствора осуществляется в пространстве между обломками (см. рис. 1, в).

Если бы в данном случае имел место только инфильтрационный метасоматоз, то малопроницаемые обломки оказались бы преобразованы лишь в периферической части и в сечении мы имели бы паутинообразное строение метасоматического тела. В действительности же в таких случаях метасоматоз развивается сплошным фронтом, так как малопроницаемые обломки и участки пород захватываются диффузионным метасоматозом. Следует, однако, заметить, что диффузия компонентов через поровые растворы осуществляется очень медленно, поэтому преобразование пород в больших масштабах не может происходить только в результате диффузии.

Формирование крупных метасоматических тел мощностью в сотни и тысячи метров возможно лишь в результате широкого проявления инфильтрационного метасоматоза. Тем не менее в пределах таких тел практически всегда можно встретить участки с признаками диффузионного метасоматоза.

Рассмотрим теперь метасоматический процесс на *микроскопическом* уровне.

Представим себе, что зерно первичного минерала А (например, кварца) начинает замещаться вторичным минералом Б (например, кальцитом) (рис. 2). Если в зерне А микротрещины отсутствуют, то в первую очередь вторичным минералом будет замещена его внешняя часть. В результате между минералом А и раствором возникнет оболочка из минерала Б, которая будет препятствовать обмену компонентами между раствором и замещаемым минералом. Очевидно, дальнейший обмен компонентами между раствором и замещаемым минералом будет возможен лишь путем их диффузии через минерал Б. При этом можно допустить три варианта диффузии: а) диффузия компонентов целиком осуществляется через твердую фазу минерала Б, б) через водные растворы, находящиеся в порах и микротрещинах минерала Б, а также в виде пленок по

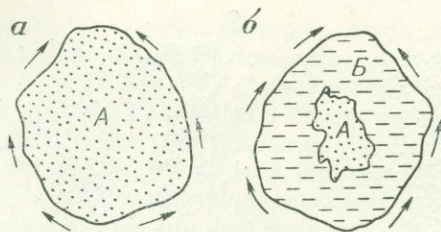


Рис. 2. Соотношения инфильтрации и диффузии при замещении минерала А минералом Б:

а — обмен компонентами осуществляется непосредственно между минералом А и проточным раствором; б — обмен компонентами между минералом А и раствором осуществляется путем диффузии компонентов через новообразованный минерал Б

поверхности зерен, в) одновременно и через твердую фазу и через поровые растворы. Рассмотрим возможные варианты механизма диффузии.

Диффузия в твердом теле в принципе возможна, особенно для высоко-температурных процессов.

Современные представления о строении и состоянии реальных твердых тел (Френкель, 1945; Савелин, 1968; Фридель, 1967, и др.) предполагают, что в реальных кристаллических решетках не все атомы занимают регулярные узлы решетки, а некоторая их часть находится в междуузлиях. Такие атомы называются дислоцированными. Лишенные атомов регулярные места (узлы) оказываются вакантными и называются «дырками». Дислоцированный атом может возвратиться в регулярное положение, но может и значительно удалиться от него. Вакантное место может быть заполнено другим регулярным атомом, перемещение которого происходит скачком. В итоге атомы блуждают по кристаллу, перемещаясь скачками в определенных направлениях. Соотношение в кристалле числа дырок и дислоцированных атомов определяется температурой и давлением. Именно в результате перемещения дислоцированных атомов осуществляется диффузия в твердом теле. Однако существенное значение она приобретает только при очень высоких температурах и давлениях. С этих позиций можно объяснить спекание и упрочение связей контактирующих друг с другом минералов, перекристаллизацию и метаморфизм. Но даже указанные процессы значительно усиливаются в присутствии водных растворов, находящихся в порах, дефектах кристаллов или в виде пленок по поверхности зерен.

Характерны в этом отношении экспериментальные данные, которые показывают, что реакция  $\text{SiO}_2 + 2\text{MgO} = \text{Mg}_2\text{SiO}_4$  в сухой среде идет в  $10^8 - 10^{10}$  раз медленнее, чем в водной среде (Файф и др., 1962).

Таким образом, диффузией в твердом теле можно было бы объяснить спекание или взаимодействие минералов А и Б, но невозможно объяснить псевдоморфное замещение первичного минерала одного состава вторичным минералом иного состава. Это подчеркнул Г. Л. Поспелов (1973, с. 63): «...в отличие от системы метаморфизма, динамика которой относится к физико-химической динамике кристаллических решеток, претерпевающих активационную диссоциацию и диффузионное перемешивание, система метасоматоза является физико-химической динамикой граничных слоев кристаллической решетки и контактирующих с ней флюидов. В этом — важнейшее отличие физической сущности метасоматоза от метаморфизма».

Тот факт, что в природных метасоматитах случаи полного псевдоморфного замещения первичных минералов вторичными обычны, заставляет признать: внешняя оболочка вторичного минерала (Б) по первичному (А) не может полностью изолировать последний от соприкосновения с раствором. Очевидно, минералы обладают внутренним порово-трещинным пространством, заполненным флюидом, образующим сплошную сетку. Именно этот флюид служит той средой,

через которую осуществляется обмен компонентами между гидротермальным раствором и замещаемым минералом.

Если в процессе метасоматоза привнос преобладает над выносом, то исчезают только макропоры и макротрещины. Микропоры и микротрещины остаются и число их даже увеличивается за счет микропористости выпавшего осадка. Поэтому даже метасоматоз, происходящий с увеличением объема твердой фазы, оставляет возможность для прохождения реакций до конца. Таким образом, как на макроуровне, так и на микроуровне метасоматоз происходит при обязательном участии жидких водных растворов.

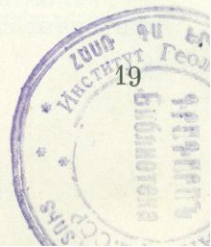
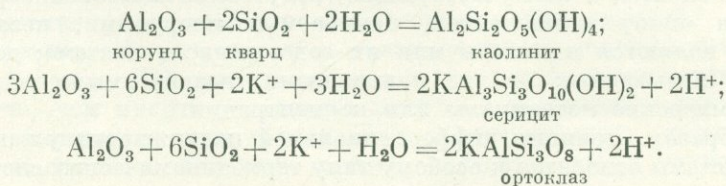
Процесс метасоматоза в общем случае происходит посредством постепенного растворения замещаемого минерала и немедленной кристаллизации на освободившемся месте нового минерала. Замещение «иона на ион» широко распространено для минералов твердых растворов в различных случаях изоморфного замещения. Но и только. В общем случае, когда один минерал замещается другим, имеющим отличный состав и структуру, замещение происходит путем «растворения и отложения». На это указывают прежде всего правило постоянства объема и широкое развитие псевдоморфоз при метасоматозе. Если бы метасоматоз происходил путем замещения «иона на ион», то правило постоянства объема наблюдалось бы только для ионов близкого размера с одинаковым типом структурной связи. Такого сорта ионами были бы ограничены и случаи псевдоморфных замещений. Между тем псевдоморфозы, например, серицита по плагиоклазу или карбоната по амфиболу с сохранением форм первичных минералов хорошо известны, они показывают, что правило постоянства объема имеет при метасоматозе самое общее значение.

Против метасоматоза путем замещения «иона на ион» свидетельствуют и данные по кинетике реакций замещения. По этим данным диффузия, образование зародышей и скорость роста внутри твердой фазы — процессы столь медленные, что они не могут протекать в сколько-нибудь значительных масштабах даже в геологическое время.

## 2. Принцип дифференциальной подвижности компонентов

Принцип дифференциальной подвижности компонентов, установленный Д. С. Коржинским (1957<sub>2</sub>), является необходимым звеном, позволяющим приложить законы термодинамики к процессам, происходящим в земной коре, в том числе и к метасоматозу. Не повторяя здесь строгое физико-химическое обоснование этого принципа, ограничимся лишь рассмотрением простых примеров, с помощью которых попытаемся пояснить как сущность принципа, так и вытекающие из него следствия.

Предположим, что на кварцевый песок с примесью корунда воздействуют растворы с температурой порядка 250° С и с различной концентрацией ионов калия. Так как корунд в низкотемпературной области не устойчив, то он будет замещаться в условиях низкой концентрации ионов калия каолинитом, умеренной — серицитом и высокой — ортоклазом. Соответственно реакции замещения будут выглядеть следующим образом:



В результате реакций вместо ассоциации кварца с корундом возникнут в первом случае парагенезис кварца с каолинитом, во втором — кварца с серицитом и в третьем — кварца с ортоклазом. Попытаемся ответить на два вопроса: чем определяются масса конечного продукта реакции и качественный состав конечного продукта? Как нетрудно видеть, количество каолинита, серицита и ортоклаза целиком определяется количеством глинозема (корунда). Чем более высокой в песке будет примесь корунда, тем выше содержание конечного глиноземсодержащего минерала. Качественный же состав конечного продукта при заданной температуре и рН раствора будет определяться концентрацией (точнее активностью) калия в растворе.

В рассмотренных процессах минералообразования участвуют две группы компонентов: одни (в нашем случае глинозем и кремнезем) — назовем их инертными — как бы целиком остаются в породе и определяют массу конечного продукта, другие (в нашем случае калий) — назовем их вполне подвижными — привносятся и выносятся из породы растворами, а их концентрация (точнее активность) определяет качественный состав конечного продукта.

Можно привести и другие примеры. Например, в реакции  $Fe_3O_4 + 3S_2 \rightleftharpoons 3FeS_2 + O_2$  железо будет выступать в роли инертного компонента, определяя массу продукта, а сера и кислород в роли вполне подвижных компонентов, так как их активность будет определять качественный состав конечных продуктов. В реакции  $NaAlSi_3O_8 + K^+ \rightleftharpoons KAlSi_3O_8 + Na^+$  глинозем и кремнезем являются инертными компонентами, а калий и натрий вполне подвижными.

Собственно положение о том, что в любом петрологическом процессе существуют две группы компонентов, характеризующихся различным поведением, и представляет собой принцип дифференциальной подвижности компонентов.

Приведенные примеры характеризуют наиболее простой случай, когда понятия вполне подвижные и инертные компоненты вполне сопоставимы с понятиями о низкой и высокой миграционной способности элементов. Однако характеристика, основанная на очевидном поведении компонентов: вполне подвижные легко переносятся растворами, инертные — плохо переносятся или совсем не переносятся — оказывается правильной только в первом приближении. В действительности определяющим фактором является не миграционная способность, а термодинамическая характеристика поведения компонентов.

Для наглядности приведем следующий пример. Пусть восходящий раствор, ограниченного объема и содержащий ионы железа, проходит по трещине. Предположим, что трещина пересекает породы с резко различными восстановительными свойствами. В результате в одном случае железо выпадет из раствора в виде гематита, в другом — в виде пирита, в третьем — в виде пирротина. Количество минерала будет зависеть от концентрации железа в растворе и объема раствора, минеральный же вид будет определяться активностью кислорода и сульфидной серы. Легко заметить, что хотя железо является миграционно способным, по термодинамическому режиму поведения его следует относить к инертным компонентам. Возможно на основе приведенных примеров более понятной окажется и более общая формулировка. В любом природном процессе компоненты, в нем участвующие, ведут себя качественно различным образом: для одних компонентов, называемых инертными, независимыми параметрами являются их массы или их содержание в системе; для других компонентов, называемых вполне подвижными, независимыми параметрами являются химические потенциалы или концентрации.

Таким образом, принцип дифференциальной подвижности устанавливает: природные системы относятся к особому типу термодинамических систем, полу-

чивших от Д. С. Коржинского название «систем с вполне подвижными компонентами».

Как видно из приведенных примеров, содержание минералов определяется содержанием инертных компонентов, а минеральный вид определяется величиной химических потенциалов (активной концентрацией) вполне подвижных компонентов, температурой и давлением. Важным следствием из принципа дифференциальной подвижности является также взаимосвязь между числом инертных компонентов и числом минералов. Не останавливаясь здесь на выводе этого положения, так как это заставило бы нас основательно углубиться в термодинамику, отметим лишь, что этот вывод представляет собой результат приложения правила фаз к природным системам. Для метасоматических систем число устойчивых минералов меньше или равно числу инертных компонентов плюс единица:  $\phi \leq k_{ин} + 1$ , где  $\phi$  — число минералов,  $k_{ин}$  — число инертных компонентов. Если все компоненты вполне подвижны, метасоматическая порода будет сложена только одним (так называемым вполне подвижным) минералом.

Рассмотрим подробнее пример образования кварц-мусковитовых грейзенов. Чем будет определяться количество кварца и мусковита в породе? Общее количество минералов будет зависеть от объема замещенной породы, количество же мусковита определяется содержанием глинозема в породе. Это можно видеть из того, что лишенные глинозема породы, например карбонатные (в том случае, когда нет привноса глинозема), замещаются не содержащими глинозем минералами, например кварцем или кварцем и флюоритом (Говоров, 1960; Григорьев, Долманова, 1955). Наоборот, грейзены по глинистым сланцам будут содержать большое количество мусковита и даже более богатые глиноземом минералы, такие, как топаз, андалузит и т. д. Следовательно, количество мусковита в кварц-мусковитовом грейзене определяется содержанием глинозема, который и является инертным компонентом. Кварц, количество которого изменяется в зависимости от содержания мусковита, представляет «вполне подвижный минерал», выполняющий оставшийся объем. Согласно правилу фаз мы имеем  $\phi = 2$ , так как  $k_{ин} = 1$ .

Наконец, калий является вполне подвижным компонентом; содержание его в породе определяется содержанием глинозема. Независимо от того, каковы были исходные породы — кварц-микроклиновые, кварц-альбитовые или глинисто-кремнистые, если они содержали одинаковое количество глинозема, то в результате метасоматического преобразования возникнут тождественные породы с равным количеством калия. При этом преобразование кварц-альбитовых и глинисто-кремнистых пород происходит с привносом калия, а преобразование кварц-микроклиновых, наоборот, с выносом калия.

Мы рассмотрели самые простейшие примеры, и хотя указанные особенности поведения компонентов представляют наиболее типичные случаи, они не исчерпывают всего многообразия встречающихся в природе случаев. Установление характера подвижности компонентов в ряде случаев не столь просто. С более сложными случаями можно ознакомиться на примерах анализа конкретных метасоматических формаций, ссылки на такие работы даны при характеристике различных типов метасоматических явлений.

Подчеркнем еще раз, что очень важно не путать подвижность с миграционной способностью. Действительно, вполне подвижные компоненты часто мигрируют легче, чем инертные. Однако инертные компоненты также мигрируют и иногда (например, при образовании магнезиальных скарнов) в значительных масштабах. Поэтому главное значение имеет термодинамическая

характеристика поведения компонента, и главный признак инертного компонента состоит в том, что с каждым из них связана отдельная фаза (минерал).

### 3. Правило постоянства объема при метасоматозе

Еще в 1935 г. В. Линдгреном было указано, что при метасоматическом преобразовании пород сохраняется их первоначальный объем и объемы начального и конечного продуктов оказываются равными. Как показывают природные наблюдения, исключения из этого правила крайне редки. Здесь следует лишь подчеркнуть, что речь идет об объеме участка породы в целом, включая в этот объем также трещины и пустоты в породе. В процессе метасоматоза новообразованными минералами замещается не только объем породы, но и трещинное пространство, так что суммарный объем новообразованных минералов может оказаться больше объема минералов замещенных.

Образование пустот при метасоматозе — явление относительно редкое. Д. С. Коржинский (1953) объясняет это явление пересыщенностью поровых растворов, находящихся под более высоким давлением, чем растворы в пустотах. Поэтому при встрече пустот из поровых растворов должно происходить осаждение пересыщающих их минералов. Тем не менее в отдельных случаях отмечается образование пустот при метасоматозе. Так, автор наблюдал натровые метасоматиты, в которых на месте зерен кварца возникли пустоты выщелачивания, в то время как полевошпатовая составляющая и биотит заместились альбитом, эпидотом и хлоритом. В этом случае постоянство объема проявилось в том, что объем новообразованных метасоматитов с многочисленными пустотами полностью соответствовал объему замещенного участка. Очевидно, при этом объемный вес пород резко уменьшился.

Следовательно, когда мы говорим о законе (точнее закономерности) равенства объема при метасоматозе, речь идет не о полном соответствии объемов замещенных и новообразованных минералов, а о равенстве объемов участков пород в целом. При этом суммарный объем новообразованных минералов по сравнению с замещенными может увеличиться, если происходит залечивание трещин, и уменьшится, если метасоматоз сопровождается образованием пустот. Подчеркнем, однако, что случаи образования пустот крайне редки. Как правило, происходит залечивание тектонических зон, трещин и пустот, причем недостаток объема восполняется весьма податливым, чувствительным, «вполне подвижным» минералом, количество которого может изменяться в широких пределах и всегда определяется разностью: общий объем породы минус объем, выполненный минералами, связанными с инертными компонентами.

### 4. Горизонтальная метасоматическая зональность

По мере просачивания растворов в сторону от питающего канала их состав изменяется, все в большей степени приближаясь к равновесию с вмещающими породами. В результате интенсивность метасоматического преобразования пород затухает по мере удаления от растворподводящего структурного элемента. В общем случае в ореоле метасоматического изменения можно выделить интенсивно, умеренно и слабо измененные породы. Казалось бы, естественно предположить, что уменьшение интенсивности метасоматического преобразования должно происходить постепенно и выражаться в увеличении количества первичных минералов по сравнению с вторичными. Однако теоретическое рассмотрение данного вопроса, проведенное Д. С. Коржинским (1951, 1952, 1953,

1969 и др.), показало ошибочность такого вывода. На основе метода теоретического моделирования Д. С. Коржинским была разработана теория метасоматической зональности (1969), являющаяся краеугольным камнем учения об околорудных метасоматитах. Наиболее важные выводы из этой теории применительно к изотермическому инфильтрационному метасоматозу следующие.

а. При просачивании растворов произвольного, но определенного состава, не изменяющегося во времени, через породу произвольного, но однородного состава, в результате инфильтрационного изотермического метасоматоза образуется колонка резко отграниченных зон качественно различного минерального состава.

б. Состав раствора изменяется не постепенно, а скачкообразно, причем такие изменения происходят на границах зон; в пределах зон состав породы и раствора остается постоянным.

в. Процессы замещения могут быть выражены только в изменении качественного минерального состава и осуществляются на границах зон.

г. По мере просачивания растворов происходит лишь пропорциональное разрастание колонки без изменения состава зон.

Важно подчеркнуть, что каждая более внутренняя зона разрастается за счет более внешней, в связи с чем при петрографических исследованиях устанавливается последовательное замещение парагенезисов более внешних зон парагенезисами более внутренних. Это обстоятельство долгое время рассматривалось в качестве аргумента в пользу представления о одновременности образования метасоматических зон под воздействием растворов различного состава. По-видимому, наиболее важным выводом из теории метасоматической зональности следует считать представление о метасоматической колонке как совокупности одновременно образовавшихся зон.

Отмеченные свойства метасоматической зональности относятся к случаю, когда порода имеет равномерную и однородную пористость, одинаково проницаема для растворов, во всех участках породы устанавливается равновесие между породой и воздействующим раствором, скорость фильтрации раствора существенно не меняется и т. д. Если же эти условия выполняются не полностью, строение колонки метасоматических зон усложняется. Например, неравномерная проницаемость пород приводит к неравномерному разрастанию зон, особенно интенсивному в участках активной циркуляции. С неравномерной проницаемостью пород, резкими пульсирующими изменениями скорости фильтрации растворов связаны многочисленные случаи недостигнутого равновесия, выражающиеся в наличии частично замещенных минералов и отсутствии резких границ между метасоматическими зонами. Однако при внимательном изучении такие нарушения общей зональности нетрудно распознать. Больше того, наличие реликтовых участков, неполные замещения одних минералов другими оказывают несомненную услугу исследователю, позволяя быстрее разобраться в направленности происходящих реакций метасоматического замещения.

Изотермический диффузионный метасоматоз характеризуется следующими главными чертами.

а. При диффузионном метасоматозе, как и при инфильтрационном, образуется колонка резко отграниченных зон качественно различного минерального состава.

б. В породах каждой из зон происходит непрерывное изменение концентрации компонентов в растворе, т. е. непрерывное изменение состава раствора.

в. Вследствие этого в пределах каждой из зон происходит непрерывное изменение состава минералов — твердых растворов и количественных соотношений минералов.

г. Процессы замещения в диффузионной метасоматической колонке выражаются как в изменении качественного минерального состава, происходящем на границе зон, так и в изменении количественных соотношений минералов, которые происходят в пределах зон.

д. По мере просачивания растворов (с течением времени) происходит или равномерное или прогрессивное разрастание зон; общая скорость разрастания колонки с течением времени замедляется.

Из анализа уравнений как инфильтрационной, так и диффузионной метасоматической зональности вытекает положение о наличии резких границ между зонами (Коржинский, 1951, 1952). Результаты изучения природных объектов подтверждают данный вывод. Особенно характерны резкие границы между метасоматическими зонами для высоко- и среднетемпературных метасоматитов — скарнов, грейзенов, альбититов и т. д.

Вместе с тем в природе встречаются многочисленные случаи метасоматической зональности с недостаточно четкими расплывчатыми границами между зонами. Причинами этого являются: 1) изменение состава и температуры растворов во времени; 2) неравномерная проницаемость пород; 3) наложение на ранее сформированную зональность минеральных ассоциаций более поздних стадий минерализации; 4) низкая температура растворов, резко усиливающая влияние кинетического фактора и являющаяся причиной незавершенности реакций и сохранения в метасоматитах метастабильных минералов.

Все эти факторы, однако, лишь затушевывают, но не нарушают в целом общую тенденцию к образованию четких границ между зонами. Последние в ряде случаев отчетливо фиксируются даже в низкотемпературных околорудных метасоматитах. Особенно четкие границы между зонами отмечаются в случае значительного изменения окраски пород. Так, замещение хлорита карбонатом фиксируется по осветлению пород, при замещении тонкораспыленного гематита пиритом исчезает красная окраска и т. д.

Наиболее важное отличие инфильтрационных колонок от диффузионных заключается в следующем: для первых характерно постоянство состава породы и минералов в пределах каждой из зон, а для вторых в пределах каждой зоны изменяется количественный минеральный состав пород и соотношение компонентов в минералах переменного состава (например, амфиболов, хлоритов, карбонатов и др.). Этот признак является одним из наиболее важных критериев, позволяющих различать инфильтрационные и диффузионные колонки.

Анализ данных по околорудным метасоматитам позволяет заключить, что основные особенности метасоматической зональности, реально наблюдаемой в природе, в подавляющем большинстве случаев подчиняются законам инфильтрационного метасоматоза. Элементы диффузионной зональности обычно фиксируются в участках пониженной пористости и проницаемости. Случаи проявления чисто диффузионных колонок сравнительно редки. Примерами проявления диффузионного метасоматоза могут служить биметасоматические скарны (Жариков, 1959; Жариков, Власова, 1961).

Выше рассмотрены простейшие случаи зональности, к которым может быть сведена при некотором упрощении большая часть природных метасоматических колонок. Более сложным случаем является инфильтрационный метасоматоз в условиях температурного градиента. Для него характерны переменные соотношения минералов и переменный состав минералов твердых растворов,

## Строение метасоматической колонки в грейзенизированных гранитах

Номер зоны	Минеральный состав	Инертные компоненты
0	Исходная порода — неизменный гранит	Все инертны
1	Ортоклаз, альбит, кварц, биотит, мусковит, магнетит	Mg, Fe, Na, K, Al
2	Ортоклаз, альбит, кварц, мусковит, магнетит	Fe, Na, K, Al
3	Ортоклаз, альбит, кварц, мусковит	Na, K, Al
4	Ортоклаз, кварц, мусковит	K, Al
5	Кварц, мусковит	Al
6	Кварц	Все подвижны

обусловленные изменением в пределах зон растворимости минералов вследствие температурного градиента.

Во всех случаях метасоматоза образование различных зон отражает различную степень изменения первичной породы от передовой зоны, состав которой определяется составом исходной породы, до последней, тыловой, зоны, состав которой зависит от состава раствора. По направлению к питающему каналу состав метасоматитов будет все больше зависеть от концентрации компонентов в растворе и все меньше определяться составом исходной породы. Следовательно, увеличение интенсивности метасоматического процесса выражается в изменении режима компонентов, в последовательном переходе их из инертного во вполне подвижное состояние, с чем и связано возникновение метасоматической зональности.

На границе каждой из зон происходит переход одного из компонентов во вполне подвижное состояние, т. е. происходит уменьшение числа минералов на единицу, следовательно, в общем случае число минералов по направлению от передовой зоны к тыловой будет последовательно уменьшаться. Минимальное число минералов согласно правилу фаз равно единице ( $\phi = k_{ин} + 1$ ;  $\phi = 1$  при  $k_{ин} = 0$ ) в случае перехода во вполне подвижное состояние всех компонент.

Общее число зон  $z = k_{ин} + 1$ . Наиболее простым случаем будет наложение метасоматического процесса на породы, сложенные минералом, состоящим из одного инертного компонента. Переход его во вполне подвижное состояние вызовет образование мономинеральной зоны, сложенной вполне подвижным минералом. Так, наложение карбонатизации на кварцит во внешней зоне вызовет лишь перекристаллизацию кварца, а во внутренней — замещение его карбонатом. Соответственно (согласно формуле) мы будем иметь две метасоматические зоны. В большинстве случаев, однако, метасоматические процессы накладываются на породы, сложенные несколькими инертными компонентами. Для примера рассмотрим зональность, нередко образующуюся при грейзенизации лейкократовых гранитов.

Представим себе, что в трещину в гранитах произошло поступление грейзенизирующего раствора. Просачиваясь в сторону от питающей трещины, раствор взаимодействует с гранитом. В результате в гранитах возникнет колонка метасоматических зон, отражающая последовательность преобразования гранитов под воздействием грейзенизирующих растворов (табл. 1). Совокупность зон отражает последовательность преобразования гранитов. Число минералов в каждой зоне на единицу больше, чем число инертных компонентов, и

уменьшается от внешних зон к внутренним вплоть до мономинеральной кварцевой зоны, где все компоненты вполне подвижны. Кварц в данном случае выполняет роль вполне подвижного минерала. Последовательность, в которой компоненты переходят во вполне подвижное состояние (в данном случае Mg, Fe, Na, K, Al), носит название ряда подвижности компонентов.

Согласно следствиям, вытекающим из уравнений метасоматической зональности Д. С. Коржинского, все зоны метасоматической колонки должны возникать одновременно. Первоначально мощности зон должны быть ничтожно малыми. По мере просачивания растворов происходит разрастание (увеличение мощности) зон, причем тыловые зоны надвигаются на передовые, замещая их. Мощности внешних зон, как правило, значительно больше внутренних, что определяет очень важное металлогеническое значение именно внешних зон.

Как показывает изучение природных объектов, довольно часто встречаются метасоматические тела, в которых проявлены не все зоны колонки, причем уменьшение числа зон может происходить лишь за счет тыловых зон. Кажется бы, эти факты противоречат выводу об одновременности образования всех зон. Действительно, если бы образование всех зон происходило одновременно, то метасоматические тела отличались бы только мощностью, но не количеством зон. Однако это справедливо лишь в том случае, если бы во все точки пространства поступал раствор строго заданного состава. Если же в тектоническую зону поступит частично отработанный раствор, то равновесная с ним ассоциация будет отвечать составу более внешних зон. Этим можно объяснить наличие на одном эрозионном срезе метасоматических тел, характеризующихся как полным, так и неполным набором метасоматических зон.

Некоторыми исследователями механизм формирования метасоматической колонки трактуется по-иному. Так, С. А. Гулин (1969) считает, что процесс зарождения колонки начинается с возникновения ее передовой зоны, а затем последовательно формируются и все другие зоны. Сменяющие друг друга реакции, по мнению С. А. Гулина, представляют собой ступени перехода от неравновесных, но энергетически легче получаемых ассоциаций передовых зон, к равновесной, но энергетически более «труднодоступной» ассоциации тыловой зоны. Начиная же с момента образования ассоциации тыловой зоны, должно происходить одновременное разрастание зон колонки. Отличный от Д. С. Коржинского механизм формирования колонки предложен также В. С. Голубевым и В. Н. Шараповым (1971).

Однако следует подчеркнуть, что обязательность возникновения метасоматической зональности и вышеописанные закономерности строения метасоматических тел признают все исследователи. Что же касается реально наблюдаемых в природе проявлений зонального строения метасоматических тел, то за более чем двадцатилетний срок изучения околорудных метасоматитов автору приходилось наблюдать большое разнообразие вариантов метасоматической зональности. Однако ни в одном случае автор не сталкивался с примерами, которые не получали бы убедительного объяснения с позиций теории метасоматической зональности Д. С. Коржинского. Следует лишь учитывать, что те или иные отклонения от стандартных схем связаны с неравномерной проницаемостью пород, изменчивостью растворов в пространстве и времени, наложением на метасоматиты более поздних минеральных ассоциаций, случаями протекания реакций с большим объемным эффектом и т. д. Это, конечно, не исключает целесообразности исследований в направлении развития и совершенствования теории метасоматической зональности.

## МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Отсутствие в настоящее время практических руководств по изучению околорудных метасоматитов существенно тормозит использование измененных пород производственными организациями в прикладном аспекте. В целом ряде публикаций рассмотрены такие вопросы, как баланс вещества при метасоматозе, физико-химические условия формирования метасоматитов, соотношение диффузии и инфильтрации и т. д. Однако в практической деятельности геологи сталкиваются в основном с необходимостью решения совершенно иных вопросов. К ним относятся вопросы картирования измененных пород в разных масштабах, критерии диагностики продуктов различных рудно-метасоматических процессов, соотношение (в первую очередь пространственное) метасоматитов и рудных тел и т. д.

Иначе говоря, геологи-производственники сталкиваются с необходимостью приложения данных изучения измененных пород к практическим задачам оценки перспектив отдельных участков, обоснованию прогнозов, предварительной оценки масштабов оруденения, глубины вскрытия рудных тел и т. д.

В настоящем разделе автор, опираясь на двадцатилетний опыт практического изучения околорудных метасоматитов, предпринял попытку рассмотреть основные вопросы методики их изучения. Теоретические основы, на которых базируется методика изучения околорудных метасоматитов, были рассмотрены автором совместно с В. А. Жариковым (1965). Особенности низкотемпературных метасоматитов, определяющие основы методов их изучения, также рассматривались автором в ряде публикаций (1966, 1970, 1972, 1974 и др.). При написании настоящего раздела учтены также публикации других исследователей, которыми рассматривались отдельные вопросы методики изучения околорудных метасоматитов (Казицын, 1966; Рундквист и др., 1971; Волостных, 1972; Готман, Малахова, 1965; Наковник, 1958; Барсуков и др. — Условия образования..., 1972; Боголепов, 1962; Русинов, 1972; Василевский, 1973. и др.).

Практические и научные задачи изучения околорудных метасоматитов определяют следующие положения:

а) наличие измененных пород является необходимым (хотя и недостаточным) условием наличия оруденения;

б) тип околорудного изменения выдерживается в пределах значительных по размерам рудоносных провинций;

в) наиболее широко развиты изменения, связанные с предрудной стадией; масштабы этих изменений, как правило, значительно превышают масштабы самих рудных тел; метасоматические преобразования, связанные с рудосопроизводящим метасоматозом, проявлены более локально, наложены на центральные зоны метасоматитов предрудной стадии и пространственно тесно связаны с оруденением;

г) масштабы изменения пород в конкретных рудных полях обычно пропорциональны масштабам оруденения;

д) в ореолах окolorудного изменения оруденение занимает определенное место, располагаясь преимущественно в центральных зонах;

е) в строении метасоматических ореолов в ряде случаев проявляются элементы вертикальной зональности, позволяющие судить об уровне вскрытия месторождения;

ж) изучение минеральных и химических преобразований позволяет установить направленность в изменении растворов, как обусловленную их взаимодействием с вмещающими породами, так и эволюцию растворов в источниках их зарождения и на путях движения; отсюда возможность получения данных о месте рудоотложения на фоне самых общих закономерностей в развитии гидротермальных процессов.

Методика изучения измененных пород в первую очередь зависит от масштаба проводимых работ, задач, которые перед такими работами ставятся, степени обнаженности района и многих других моментов. Изучение метасоматических пород в каждом конкретном случае требует творческого отношения исследователя, поэтому мы остановимся лишь на основных принципах работы, имеющих наиболее общее значение.

### **1. Изучение измененных пород в процессе геологических исследований масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000**

Если геологическое картирование масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000, ревизионные работы, связанные с составлением и уточнением геологических карт, металлогенические исследования и другие работы сопровождаются изучением метасоматических образований, то основным результатом такого изучения должна являться карта (или схема) распространения метасоматических пород. На такой карте в общем случае должны быть отражены: а) исходный состав пород; б) формационный тип метасоматитов; в) площади развития измененных пород; г) участки, перспективные на различные типы оруденения.

А. Знание исходного состава пород и типа метасоматического процесса уже при чтении карты позволяет представить состав метасоматических пород. Так, например, березитизированные породы кислого состава имеют существенно кварц-серицитовый, а среднего и основного состава — серицит-карбонатный состав. При низкотемпературной альбитизации пород кислого состава образуются кварц-альбитовые фации, среднего и основного — карбонат-альбитовые, а известняков — апатитовые (Омельяненко и др., 1974). В ряде случаев, таким образом, удается отразить литологический контроль метасоматитов. Например, широкие ореолы измененных пород формируются за счет высокопроницаемых туфов, туфобрекчий, песчаников. Если в участках развития метасоматитов исходные породы имеют очень пестрый состав, целесообразно показывать их знаком наиболее распространенной разновидности, отмечая в подписях к условным обозначениям все их многообразие.

Если геологическая карта составлена достаточно детально и на ней проведено расчленение пород по литологическим особенностям, то она может быть принята в качестве основы для картирования измененных пород. Однако нередко при составлении карт основное внимание уделяется стратиграфическому расчленению пород, а об их литологическом составе даются лишь самые общие сведения. Такие карты требуют специальной доработки с целью максимального отражения на них данных по литологическому составу пород.

Б. Выявление формационного типа метасоматитов и отражение его на карте — одна из главных задач исследований. Учитывая данные по металло-

генической специализации метасоматических формаций, можно на основании таких карт проводить прогноз на различные типы рудной минерализации. Если формационная принадлежность измененных пород в полевых условиях не может быть установлена, в этом случае следует использовать названия в зависимости от того признака, который фиксируется макроскопически, например, обеленные, осветленные, мусковитизированные, покрасневшие и т. д.

Наиболее ценны для диагностики метасоматитов материалы, характеризующие переход от интенсивно измененных к неизменным породам. Поэтому обнажения, где такие переходы видны, должны изучаться особенно тщательно с детальными зарисовками, с указанием места отбора образцов и шлифов. Если на основании их микроскопического изучения удастся построить метасоматическую колонку, характеризующую всю совокупность минеральных преобразований, то вопрос о формационном типе будет решен однозначно.

В условиях очень плохой обнаженности при геологических исследованиях основным источником информации служат образцы и шлифы из картировочных скважин. Выявление измененных пород и их диагностика в этом случае довольно сложная задача. Очевидно, по данным редкой сети картировочных скважин можно уверенно рассчитывать лишь на обнаружение метасоматитов площадного распространения. Что же касается локально проявленных метасоматических процессов, то необходимо учитывать следующее обстоятельство: метасоматиты внешних зон (т. е. породы, слабо затронутые метасоматическими изменениями) проявлены значительно шире, чем метасоматиты внутренних зон. Соответственно и вероятность обнаружения метасоматитов внешних зон более высокая.

Данные изучения образцов и шлифов помещаются в журнал-каталог, в котором в лаконичной форме отражены наблюдаемые факты и соображения о возможном формационном типе метасоматитов (табл. 2). Сопоставление петрографических данных с геологическими особенностями участка может оказаться решающим при выяснении вопроса о формационной принадлежности метасоматитов.

Для иллюстрации сказанного рассмотрим конкретный пример. При изучении шлифов, отобранных из картировочных скважин, в трех шлифах были установлены следующие преобразования (см. табл. 2):

шлиф 1 — измененный гранит; плагиоклаз частично замещен серицитом и кальцитом, биотит полностью хлоритизирован, магнетит пиритизирован, кварц и микроклин не изменены;

шлиф 2 — измененный андезит; андезин полностью замещен альбитом, серицитом и карбонатом, роговая обманка — хлоритом, титаномагнетит — пиритом и лейкоксеном;

шлиф 3 — измененный диоритовый порфирит; плагиоклаз (олигоклаз) полностью замещен серицитом и карбонатом, роговая обманка — карбонатом, кварцем, пиритом и лейкоксеном, титаномагнетит — пиритом и лейкоксеном.

Рассмотрим возможные варианты процессов, которые могут обусловить образование установленных ассоциаций. Неустойчивость кальциевых алюмосиликатов, в частности эпидота и анортитсодержащего плагиоклаза, и, напротив, парагенезис карбоната с кварцем, серицитом, альбитом свидетельствуют о низкотемпературном характере процесса.

Ассоциация, установленная в шлифах 1 и 2, может быть результатом низкотемпературного метаморфизма, поствулканических изменений типа низкотемпературных фаций вторичных кварцитов и березитизации. Ассоциация шлифа 3 полностью исключает возможность метаморфизма, так как замещение

Схема журнала-каталога петрографического изучения шлифов

Номер шлифа	Внешние признаки изменения	Исходная порода	Первичные минералы	Реакция замещения	Возможный тип метасоматического процесса
1	Слабое осветление, хлоритизация биотита, редкая вкрапленность пирита	Гранит	Кварц, микроклин	Олигоклаз → альбит, серицит, кальцит; биотит → хлорит; магнетит → пирит, лейкоксен	Низкотемпературный метаморфизм. Поствулканическое метасоматическое изменение. Березитизация
2	Слабое осветление	Андезит	Реликты роговой обманки	Андезин → альбит, серицит, кальцит; роговая обманка → хлорит; титаномагнетит → пирит, лейкоксен	То же
3	Сильное осветление с зеленоватым оттенком. Вкрапленность пирита	Диоритовый порфирит	Кварц	Андезин → серицит, карбонат; роговая обманка → карбонат, кварц, пирит, лейкоксен; титаномагнетит → пирит, лейкоксен	Изменения типа низкотемпературных фаций вторичных кварцитов

андезина серицитом и карбонатом явно свидетельствует о метасоматозе. Вместе с тем петрографические данные позволяют допустить изменения типа вторичных кварцитов и березитизацию. Обратимся к геологическим данным. Предположим, что отмеченные ассоциации развиты локально и вблизи от участка, охарактеризованного вышеуказанными шлифами, распространены породы, не затронутые изменениями. Это обстоятельство служит дополнительным аргументом в пользу того, что изменения связаны с метасоматическими процессами.

Локальный характер изменений более характерен для березитизации, чем для вторичного окварцевания. Если в районе отсутствуют вулканогенные породы кислого состава, возможность изменений типа вторичных кварцитов полностью исключается. Таким образом, наиболее вероятным процессом является березитизация. Дополнительные аргументы в пользу березитизации — четкая приуроченность к разрывным нарушениям, а также данные, свидетельствующие о недостигнутом равновесии, в частности, наличие минералов, характеризующихся резко различной степенью замещения.

Чтобы оценить степень метасоматического изменения пород, охарактеризованных шлифами, рассмотрим типичные метасоматические колонки березитов.

#### Колонка по гранитам

0. Кварц, олигоклаз, микроклин, биотит, магнетит.
1. Кварц, альбит, серицит, кальцит, микроклин, хлорит, пирит.
2. Кварц, альбит, серицит, анкерит, микроклин, пирит.
3. Кварц, альбит, серицит, микроклин, пирит.
4. Кварц, серицит, микроклин, пирит.
5. Кварц, серицит, пирит.

### Колонка по породам диоритового состава

0. Андезин, роговая обманка, титаномagnetит.
1. Альбит, серицит, кальцит, хлорит, пирит, лейкоксен.
2. Альбит, серицит, анкерит, кварц, пирит, лейкоксен.
3. Серицит, анкерит, кварц, пирит, лейкоксен.
4. Серицит, кварц, пирит, лейкоксен.

Сравнивая состав измененных пород с приведенными метасоматическими колонками, устанавливаем, что парагенезисы шлифов 1 и 2 характеризуют внешние зоны березитизированных пород (2 зона), а парагенезис шлифа 3 — промежуточную зону 3.

Из вышеприведенного примера очевидно, что при определении формационного типа метасоматитов исследователь должен иметь четкое представление об основных особенностях метасоматических формаций, в первую очередь о минеральном составе, типах метасоматических колонок, условиях локализации и масштабах проявления.

При изучении шлифов особое значение имеет обнаружение типоморфных минеральных ассоциаций или отдельных минералов, таких, как карбонаты, хлорит, серицит, глинистые минералы, сульфиды, гематит, мусковит, топаз, турмалин, щелочные амфиболы и пироксены, альбит, адуляр и др. Присутствие тех или иных минералов в большинстве случаев хотя и не позволяет однозначно установить тип метасоматического процесса, однако в значительной степени ограничивает возможные варианты. Так, мусковит может возникать в результате и грейзенизации, и метаморфизма, мусковит с турмалином с большей вероятностью свидетельствуют о грейзенизации, а мусковит, турмалин и топаз практически однозначно говорят о проявлении грейзенизации. В дальнейшем при характеристике метасоматитов их типоморфным признакам будет уделено самое пристальное внимание.

В ряде случаев большую помощь при установлении типа изменений могут оказать металлометрические данные и рудные минералы. Так, повышенные концентрации в мусковитизированных породах олова и (или) вольфрама свидетельствуют в пользу грейзенизации.

Таким образом, установление формационной принадлежности измененных пород требует сопоставления и глубокого анализа всех имеющихся петрологических, геологических, геохимических и геофизических данных. Это определяется прежде всего тем обстоятельством, что каждая метасоматическая формация характеризуется определенными петрологическими особенностями, условиями локализации, геохимической и металлогенической специализацией. Безусловно, далеко не всегда, особенно в условиях плохой обнаженности, удается установить формационную принадлежность метасоматитов. Однако независимо от этого все факты, относящиеся к решению данного вопроса, должны быть тщательно суммированы. Новый факт, появившийся в процессе последующих работ, незначительный сам по себе, в совокупности с ранее установленными может послужить ключом к решению данного вопроса.

В хорошо изученных рудоносных провинциях, в пределах которых уже установлены и описаны генетические типы различных метасоматитов, диагностика формационной принадлежности метасоматитов значительно упрощается. Учитывая выдержанность типов окolorудных метасоматитов в пределах рудоносных провинций, особого внимания заслуживают изменения пород, аналогичные таковым на месторождениях и рудопроявлениях данного региона.

Практика, однако, показывает, что при этом возникают две нежелательные тенденции, а именно, игнорирование других типов метасоматических

образований и стремление отнести наблюдаемые метасоматические преобразования пород к одному из известных типов, особенно рудоносных. Обычно это связано с недостаточно глубоким знанием исследователем типоморфных особенностей метасоматических формаций, с недоучетом их геологического положения, условий локализации и многих других признаков. Именно попытка опираться только на минеральный состав и структуру пород приводит к подобным ошибкам.

Так, автор встречался со случаями отнесения к березитам вторичных кварцитов, грейзенов и даже филлитизированных терригенно-осадочных пород. Особенно вероятны ошибки при выявлении гидротермальных аргиллизитов, так как с последними можно спутать продукты гипергенных преобразований и поствулканических фумарольно-сульфатарных изменений.

Неверное определение формационного типа метасоматитов может привести к необоснованному прогнозу и в значительной мере скомпрометировать саму идею использования измененных пород в прикладном аспекте. Поэтому во всех случаях исследователи обязаны отражать в условных обозначениях к картам степень достоверности определения формационного типа, а в неясных случаях использовать неформационные термины (например, гидрослюдисто-карбонатные изменения, осветленные породы и т. д.).

В. При исследованиях масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000 картирование измененных пород представляет собой нелегкую задачу, особенно в условиях плохой обнаженности и в случае локального развития метасоматитов. Если метасоматиты достаточно широко развиты, и занятые ими площади укладываются в масштабе карты, то на картах указанных масштабов можно непосредственно оконтурить поля развития измененных пород. К метасоматитам такого типа относятся пропилиты, вторичные кварциты, фумарольно-сульфатарные аргиллизиты.

Следует, однако, подчеркнуть, что граница между измененными и неизменными породами весьма условна. Действительно, как это правильно подчеркнуто Е. В. Плющевым и О. П. Ушаковым (1975), количественные отношения между парагенезисами первичных и вторичных минералов существенно варьируют. В подавляющем большинстве случаев даже породы, которые в геологической практике принято относить к измененным, в действительности содержат то или иное количество вторичных продуктов.

Предварительный просмотр большого числа шлифов, как правило, позволяет достаточно определенно выделять слабо проявленные фоновые изменения, которые развиты повсеместно, и более интенсивные, которые развиты более локально. Последние фиксируются по явной неустойчивости одного или большего числа первичных минералов, которые целиком (или практически целиком) замещаются вторичными продуктами. Наименее устойчивы при наложении метасоматических процессов обычно темноцветные минералы и анортитсодержащий плагиоклаз. Например, уже слабое проявление грейзенизации приводит к замещению биотита мусковитом, а олигоклаза — альбитом и мусковитом. Слабая березитизация вызывает замещение биотита хлоритом, а олигоклаза — альбитом, серицитом и кальцитом. Предварительный просмотр шлифов обычно позволяет достаточно уверенно установить тот минерал (или минералы), по устойчивости и неустойчивости которого целесообразно проводить границу между измененными и «неизменными» породами. Следует иметь в виду, что этот признак более объективно характеризует степень изменения пород, чем количество вторичных минералов, которое в большой степени зависит от исходного состава пород.

На картах более удобно площади развития метасоматитов показывать цветом, который накладывается на условные обозначения литологического состава пород. Такой способ позволяет одновременно отразить и исходный состав пород и характер их метасоматического преобразования.

В случае локального развития измененных пород в условиях плохой обнаженности вероятность их обнаружения значительно снижается. Если же измененные породы и будут вскрыты отдельными картировочными скважинами, то увязать их между собой не всегда удастся. В этом случае в точке обнаружения измененных пород целесообразно ставить кружок соответствующего цвета. Площади, в пределах которых число таких точек заметно возрастает, целесообразно обводить контуром соответствующего цвета, отмечая в условных обозначениях, что участки внутри контура характеризуются развитием измененных пород определенного типа (рис. 3).

Если при анализе карты будет установлено, что такие участки тяготеют к разрывным нарушениям, контактам интрузивов, дайковым поясам и другим структурным элементам, целесообразно подчеркивать эту тенденцию, согласуя форму контура с соответствующим структурным элементом. При проектировании участков для более детальных работ такие карты несомненно весьма полезны. Однако при работах данного масштаба в условиях плохой обнаженности и локальном развитии метасоматитов легко могут быть пропущены даже значительные по размеру участки развития метасоматитов с промышленным оруденением.

Г. На основе анализа карты метасоматических изменений необходимо выделить участки, которые с точки зрения характера метасоматических изменений перспективны на тот или иной тип оруденения. Известны случаи, когда в одной рудоносной провинции месторождения различных металлов сопровождаются своими, свойственными каждому из них типами изменений пород. Во многих случаях карты метасоматических изменений позволяют раскрыть природу геохимических аномалий, а соответственно уточнить поисково-оценочные признаки геохимических методов. Равным образом такие карты способствуют более правильной интерпретации геофизических данных, особенно в отношении разрывных нарушений.

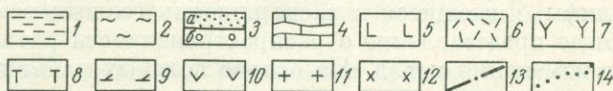
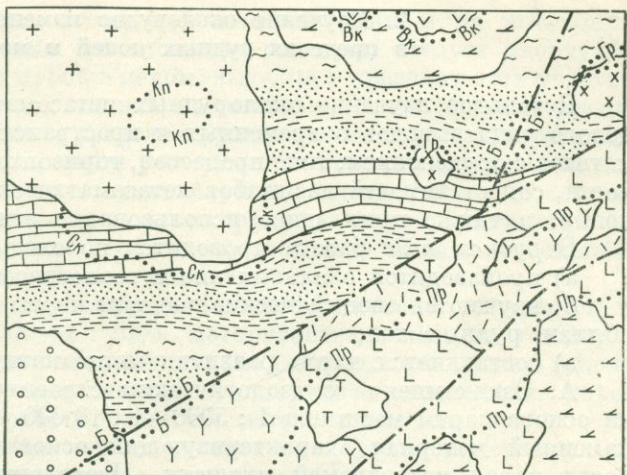


Рис. 3. Схема геологического строения с контурами участков развития метасоматических пород.

1 — алевролиты; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники (а) и конгломераты (б); 4 — известняки; 5 — андезиты; 6 — туфы андезитов и дацитов; 7 — дациты; 8 — габбро-диабазы; 9 — фельзиты; 10 — кварцевые порфиры; 11 — граниты; 12 — гранит-порфиры; 13 — разрывные нарушения; 14 — контуры участков развития метасоматических пород: пропилитов (Пр), скарвов (Ск), кварц-полевешпатовых метасоматитов (Кп), грейзенов (Гр), березитов (Б), вторичных кварцитов (Вк)

## 2. Изучение окolorудно измененных пород в пределах рудных полей и месторождений

Детальное изучение окolorудных метасоматитов имеет целью получение целого ряда выводов о временных и пространственных соотношениях метасоматитов с оруденением, типе процессов, горизонтальной и вертикальной зональности, сопоставимости масштабов метасоматического изменения пород и оруденения, а также прикладное использование этих выводов.

В *рудном поле* работа проводится по следующему плану:

а) производится ознакомление с геологическим строением рудного поля;  
б) изучаются специфические внешние черты окolorудных пород, развитых вблизи рудных тел;

в) составляется карта развития метасоматических пород в рудном поле.

А. Ознакомление с геологическим строением рудного поля проводится на основе карты масштаба 1 : 5000—1 : 10 000. Отбирается представительный каменный материал, характеризующий основные петрографические особенности пород исследуемой площади. Независимо от этого просматриваются шлифы, имеющиеся в распоряжении геологической партии, с целью получить общее представление о распространенности различных горных пород, степени их изменения и т. д. На основе полевых работ и просмотра шлифов делаются предварительные выводы о масштабах развития, условиях локализации различных типов метасоматических образований, их возрастных взаимоотношениях.

Следует особо подчеркнуть, что знание геолого-петрографического строения района, т. е. фона, на котором развиваются процессы окolorудных изменений, — необходимое условие успеха. В тех случаях, когда исследователь ограничивается изучением измененных пород только вблизи рудных тел, практически неизбежны ошибки: к рудообразующему гидротермальному процессу могут быть отнесены минеральные преобразования, которые с этим процессом не связаны, и, напротив, явления, неразрывно связанные с рудоносным гидротермальным процессом, могут быть приняты за региональные.

Б. Следующим этапом исследований является выяснение специфических внешних черт окolorудно измененных пород, развитых вблизи рудных тел. Как показывает опыт изучения окolorудных метасоматитов, в подавляющем большинстве случаев удается установить внешние отличительные признаки, свойственные измененным породам вблизи рудоносных зон. Обычно это либо осветление пород, связанное в первую очередь с замещением цветных минералов карбонатами, либо порозовение (гематитизация), либо какое-другое изменение внешнего вида пород, обусловленное развитием тех или иных ассоциаций минералов.

На данном этапе работ исследователь должен четко установить: 1) специфические внешние черты измененных пород вблизи рудных тел; 2) масштабы развития этих пород и прежде всего насколько широко распространены изменения подобного типа в участках, где оруденение отсутствует, каковы мощности ореолов изменений в безрудных участках и в участках, несущих оруденение; 3) отличие изменений вблизи рудных тел от таковых, не связанных пространственно с оруденением, например, от изменений вблизи крупных тектонических нарушений, в экзо- и эндоконтактах интрузивных массивов, метаморфических преобразований и т. д.

В. На основании всех данных на геологической карте рудного поля наносятся или уточняются контуры различных типов метасоматитов. В тех слу-

чаях, когда мощности ореолов изменений незначительны и на имеющихся картах не могут быть показаны их истинные размеры, следует оконтурить участки развития измененных пород в целом, выделяя в пределах этих участков цветными условными обозначениями вне масштаба наиболее крупные ореолы изменений. По мере проведения в пределах рудного поля буровых и канавных работ карта должна время от времени уточняться и пополняться новыми данными, чтобы в любой момент она могла служить соответствующей основой для оценки перспектив отдельных участков рудного поля. Таким образом, карта развития метасоматических пород и ее описание являются основным результатом исследований на данном этапе.

Изучение измененных пород в пределах *месторождений* проводится на основе карт масштаба 1 : 1000—1 : 2000, погоризонтных планов, геологических разрезов. На данной стадии последовательно решаются следующие задачи:

- а) выясняются условия локализации околорудно измененных пород;
- б) выясняются закономерности строения метасоматических тел;
- в) дается микроскопическая характеристика околорудно измененных пород, их минерального и химического состава;
- г) выясняется влияние различных факторов на форму и размеры метасоматических ореолов;
- д) решается вопрос пространственных, временных и генетических соотношений околорудных метасоматитов и оруденения;
- е) рассматриваются вопросы практического использования измененных пород в прикладном аспекте.

А. Используя внешние признаки околорудно измененных пород, исследователь производит их картирование. В процессе картирования устанавливается пространственная связь околорудно измененных пород с разрывными нарушениями определенных направлений, контактами интрузивов, дайками, породами различного состава и т. д. На основании этих данных можно сделать предварительные выводы о зависимости мощности ореола изменения от состава вмещающих пород. Результатом этой работы должна являться карта поверхности и погоризонтные планы с контурами ореолов околорудно измененных пород. При возможности изготовления шлифов целесообразно проводить их предварительное изучение сразу же по мере поступления, с тем чтобы внести уточнения в документацию, выделить новые разновидности, которые не фиксируются макроскопически, разработать окончательную схему условных обозначений.

Б. При изучении закономерностей строения метасоматических тел необходимо выделять два крайних случая, требующих различного подхода.

1. Участки развития околорудно измененных пород сложены разрозненными метасоматическими телами, разделенными неизменными или слабо измененными породами. Каждое метасоматическое тело контролируется четкими структурными элементами (трещиной, зоной брекчирования, дайкой и т. п.). Вдоль питающей трещины располагаются наиболее интенсивно метасоматически преобразованные породы, в стороны от нее интенсивность процесса постепенно затухает.

Участок, выбранный для детального изучения, по возможности должен отвечать следующим трем условиям: ореол изменения относительно мощный; располагается целиком или почти целиком в однородных породах, с фиксируемыми переходами от неизменных к максимально измененным породам; ореол локализуется вдоль четкой трещины или зоны брекчирования.

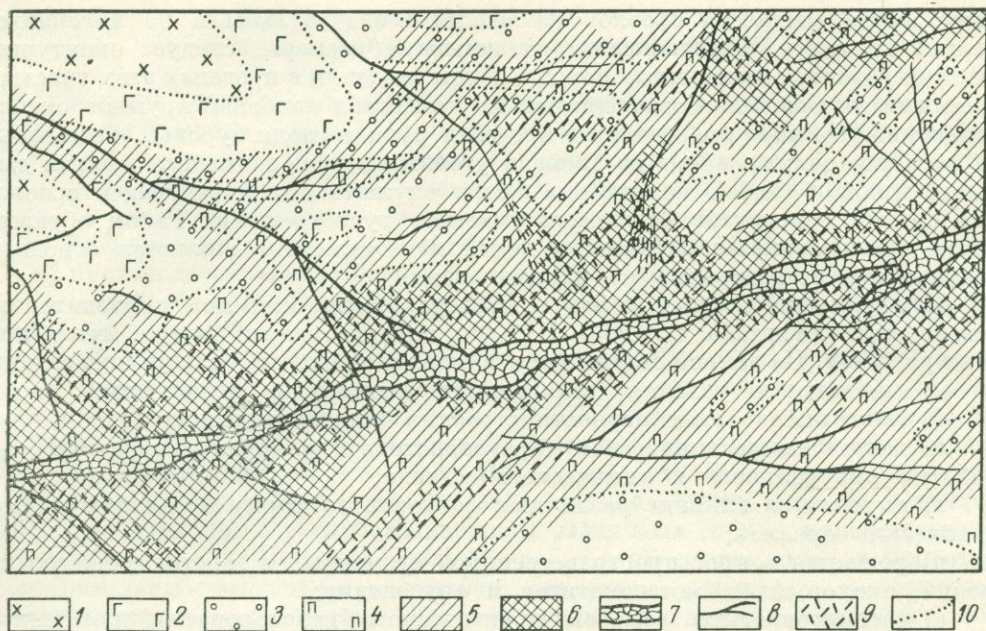


Рис. 4. Строение ореола березитизации в порфировидных диоритах.

1 — порфировидные диориты; 2—4 — березитизированные породы: 2 — слабо, 3 — умеренно, 4 — сильно; 5 — пиритизированные породы постберезитовой стадии; 6 — участки с прожилково-вкрапленным оруденением; 7 — брекчия, состоящая из обломков березитизированных и оруденелых пород с кварц-карбонатным цементом; 8 — карбонатные жилы; 9 — участки интенсивной трещиноватости; 10 — границы метасоматических зон

Первым этапом в изучении таких тел является тщательное визуальное выделение различных разновидностей метасоматических пород на детальной документации (масштаб документации зависит от сложности строения участка). Должны быть показаны визуально выделяемые зоны, трещины, жилы и участки трещиноватости. На рис. 4 и 5 приведены примеры документации — строение ореола окolorудного изменения. В случаях контрастно проявляющихся изменений в процессе документации удобно пользоваться фотоснимками выработок. В участках с относительно простым строением масштаб обычно 1 : 100—1 : 50; в более сложных 1 : 50—1 : 25. Отдельные важные детали могут быть показаны в более крупном масштабе.

Как показывает практика, в большинстве случаев число метасоматических зон составляет 4—8. Следовательно, теоретически минимальное число образцов и проб, которыми может быть охарактеризовано метасоматическое тело, составляет 4—8. Однако в действительности в связи с неравномерной пористостью и трещиноватостью пород, наличием реликтовых минералов и другими причинами следует отбирать большее количество образцов и материала для проб. Каждая метасоматическая зона, выделенная на документации визуальное, должна быть охарактеризована 4—5 шлифами, отобранными вкрест ее простирания. Обычно при хорошей документации 20—30 образцов и шлифов позволяют установить основные особенности строения метасоматического тела. Только после просмотра шлифов можно выделить то минимальное число представительных проб, которое необходимо для химического и других анализов.

Размер пробы должен позволить провести следующие анализы: химиче-

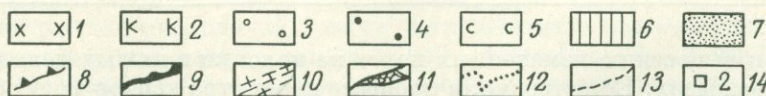
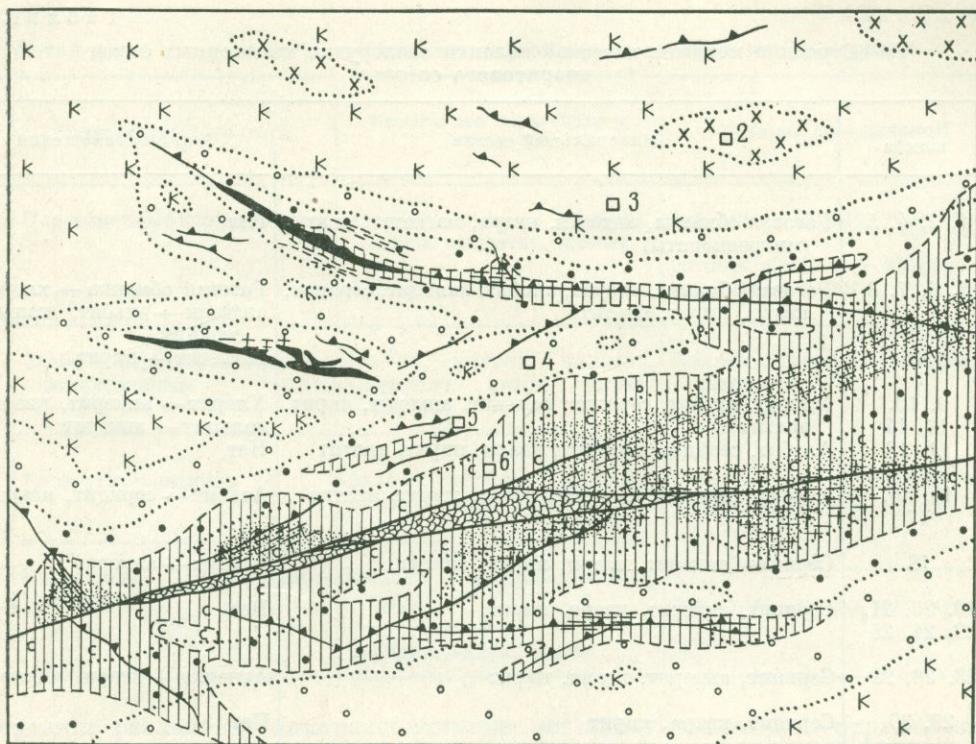


Рис. 5. Строение ореола березитизации в диоритовых порфиритах.

1 — диоритовый порфирит; 2—5 — березитизированные породы: 2 — слабо, 3 — умеренно, 4 — сильно; 5 — очень сильно; 6 — пиритизированные породы; 7 — участки с прожилково-вкрапленным оруденением; 8 — карбонатные прожилки; 9 — карбонатные жилы; 10 — участки интенсивной трещиноватости; 11 — брекчии и тектонические швы; 12 — контакты метасоматических зон; 13 — границы ореола пиритизации; 14 — места отбора проб и их номера

ский, спектральный, определение эффективной пористости и объемного веса. Проба около 1 кг обычно достаточна.

В тех случаях, когда рудоносными зонами пересекаются породы различного состава, необходимо провести соответствующее изучение в главнейших типах пород.

Если месторождение вскрыто на глубину, сравнительный материал должен быть отобран на различных горизонтах для выяснения смены характера метасоматического процесса по вертикали. Для этого необходимо брать какое-либо одно метасоматическое тело, так как на одном и том же гипсометрическом уровне могут оказаться разные части метасоматических тел. Желательно также по возможности изучить метасоматическое тело на флангах, собрав достаточный материал для его характеристики на всем протяжении.

После изучения измененных пород в горных выработках следует, по нашему мнению, переходить к глубоким скважинам. При наличии качественной документации скважин работа существенно облегчается, так как задача

Строение метасоматической колонки околорудно измененных пород  
диоритового состава

Номер шлифа	Минеральный состав	Реакция замещения
1, 2, 4, 5	Роговая обманка, андезин, кварц, магнетит, апатит (микродиориты)	Нет
3, 6, 7, 8	Роговая обманка, хлорит, альбит, кальцит, серицит, кварц, пирит, апатит	Роговая обманка → хлорит; андезин → альбит, кальцит, серицит; магнетит → пирит
9, 10, 12, 14 11, 13	Хлорит, альбит, серицит, кальцит, анкерит, пирит, апатит Альбит, серицит, анкерит, кварц, пирит, апатит	Хлорит → анкерит, кварц; кальцит → анкерит Нет
15, 16, 17	Альбит, серицит, анкерит, кварц, пирит, апатит	Альбит → серицит, кварц
18	Серицит, анкерит, кварц, пирит, апатит	Апатит → анкерит
19, 20, 21, 22, 24, 25	Серицит, анкерит, кварц, пирит	Нет
23, 26, 28	Серицит, анкерит, кварц, пирит	Анкерит → кварц, пирит
29, 30	Серицит, кварц, пирит	Нет

сводится к вынесению измененных пород на колонки и их выделению на геологических разрезах. Естественно, в процессе просмотра кернов могут быть встречены новые типы пород, подвергшихся изменению, что требует дополнительного изучения. Представляется также необходимым дополнительный отбор шлифов и образцов с целью контроля и углубления основных данных, полученных при изучении горных выработок. В тех случаях, когда документация кернов неудовлетворительна, необходима полная передокументация главнейших разрезов, так как без этого может оказаться невозможной увязка измененных пород с определенными геологическими элементами.

Следующий этап — построение частных метасоматических колонок. При построении колонки шлифы по возможности располагаются таким образом, чтобы они характеризовали переход от неизмененных пород к максимально метасоматическим преобразованиям. При просмотре шлифов фиксируются минеральный состав породы и установленные в шлифе взаимозамещения минералов. Это позволяет в наблюдаемой ассоциации выделить устойчивые и реликтовые минералы. В качестве примера приведем схематизированный случай построения метасоматической колонки в дайке диоритового состава, претерпевшей березитизацию (табл. 3). Проанализировав таблицу, нетрудно составить метасоматическую колонку, отражающую направленность метасоматического процесса (табл. 4). Составление колонки сводится к расположению устойчивых ассоциаций минералов в порядке возрастания интенсивности метасоматического преобразования и последовательного ряда взаимозамещений минералов. Колонка отражает общую закономерность строения ореола околорудного

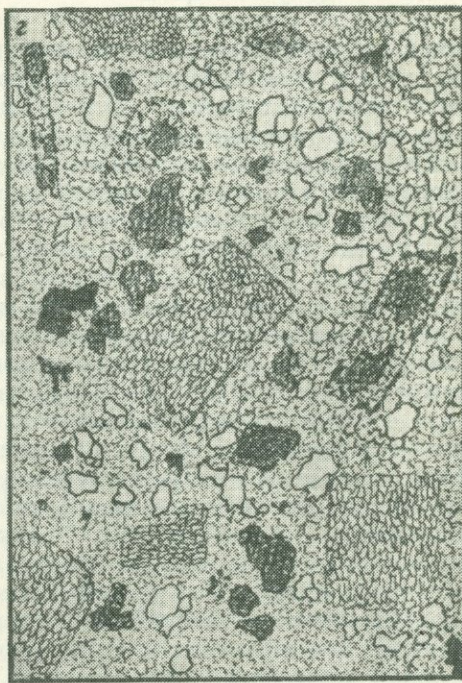
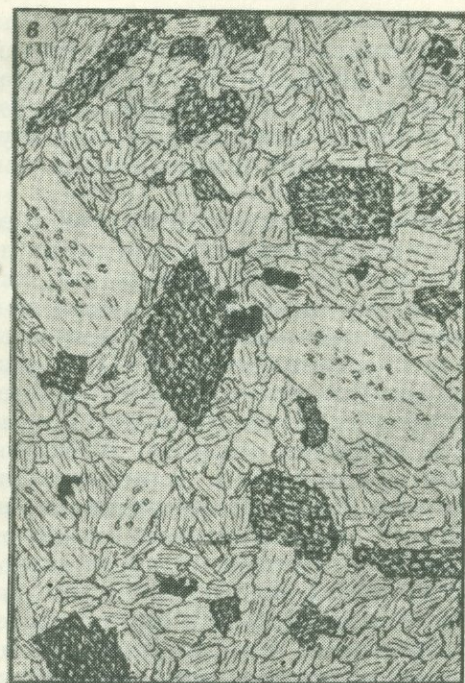
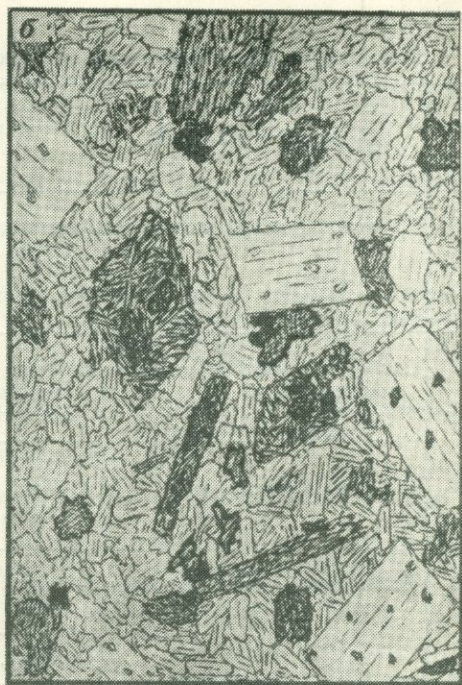
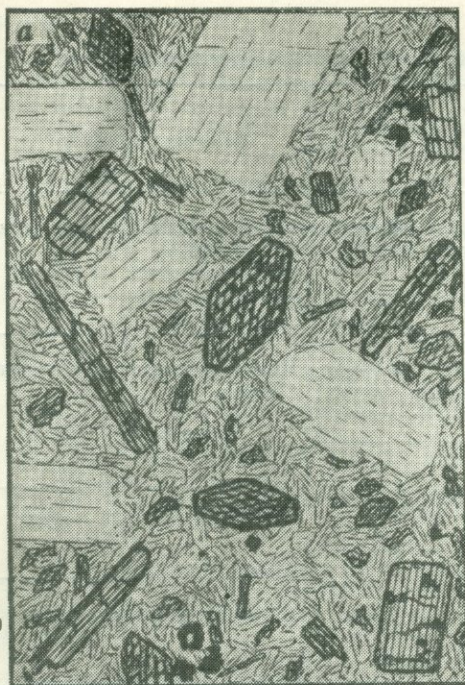
## Устойчивые минеральные парагенезисы в березитизированных микродиоритах

Номер зоны	Метасоматические зоны	Устойчивые парагенезисы минералов	Реакция замещения
0	Неизмененные микродиориты	Андезит, роговая обманка, кварц, магнетит, апатит	Андезит → альбит, кальцит, серицит; роговая обманка → хлорит; магнетит → пирит
1	Слабо березитизированные микродиориты	Альбит, хлорит, кальцит, серицит, кварц, пирит, апатит	Кальцит, хлорит → анкерит, кварц
2	Березитизированные	Альбит, серицит, анкерит, кварц, пирит, апатит	Альбит → серицит, кварц
3	Интенсивно березитизированные	Серицит, анкерит, кварц, пирит	Анкерит → кварц, пирит
		Серицит, кварц, пирит	

изменения; реальное взаиморасположение метасоматических зон отражается детальной документацией.

2. Выше рассмотрен случай, когда метасоматиты локализуются вдоль четкой и сравнительно узкой тектонической зоны. Второй крайний случай относится к условиям, когда метасоматические процессы развиты на достаточно широкой площади. Пути движения растворов контролируются широкими зонами расланцевания или трещиноватости и катаклаза. В этих случаях изменениями захватываются большие объемы пород, а мощность ореолов изменения составляет десятки и первые сотни метров.

Выяснение закономерностей строения участков метасоматического преобразования начинается с выделения наиболее характерных типов метасоматических пород, отличающихся макроскопически, и их возможного картирования. Если составы (точнее внешний вид) пород варьируют даже на небольшой по размерам площади, следует выделять участки с преобладанием тех или иных разновидностей. Каждая из них должна быть охарактеризована 20—30 образцами и шлифами. Наиболее просто изучение метасоматитов проводить в карьерах, где, откартировав разновидности по визуальным признакам, можно в дальнейшем уточнить их состав, объединить или, напротив, разделить отдельные из выделенных типов. Если изучение проводится в подземных горных выработках, то основное значение приобретает детальная документация кварцплажных пересечений рудоносных зон. Так как большая часть подземных выработок нередко не выходит за пределы ореола интенсивного изменения, существенное значение в этом случае приобретает изучение кернов скважин. Методика построения метасоматической колонки остается той же. Однако в связи с многократным повторением отдельных метасоматических зон и неоднородным составом вмещающих пород здесь необходимо вначале шлифы разделить



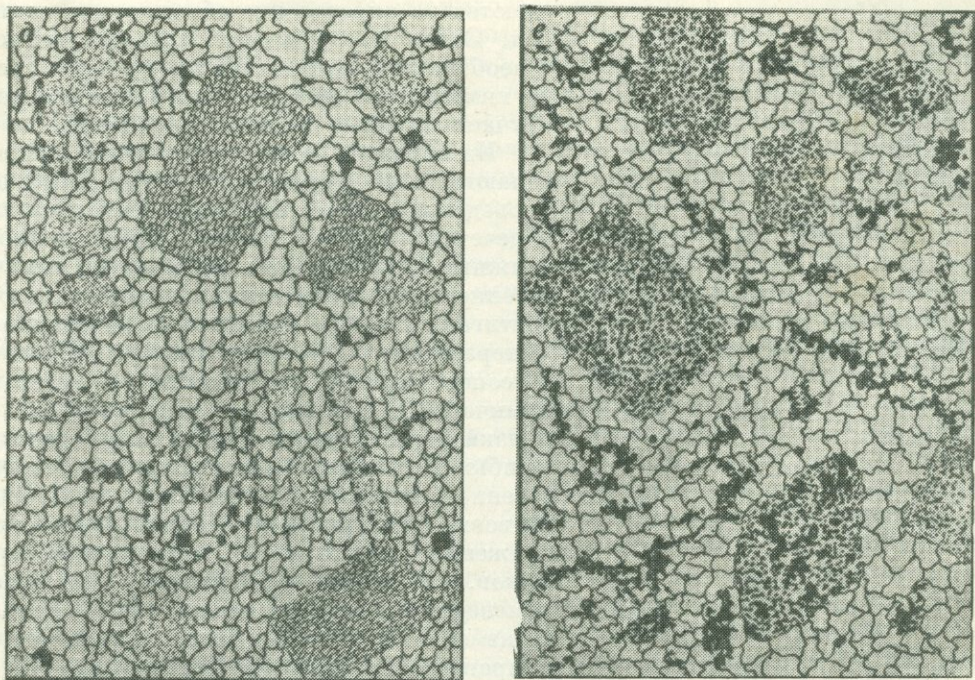


Рис. 6. Последовательные ступени безвитализации микродиоритов. Зарисовки шлифов.  
 а — микродиорит неизмененный; б — хлоритовая зона: роговая обманка замещена хлоритом, андезин-альбитом, серицитом и кальцитом; в — анкеритовая зона: хлорит замещен анкеритом; г — серицитовая зона: альбит замещен серицитом, анкерит — частично кварцем и пиритом; д — кварц-серицитовая зона: серицитом замещены порфиновые выделения плагиоклаза, кварцем — основная масса и анкерит; контуры псевдоморфоз по роговой обманке подчеркиваются особенностями распределения пирита и лейкоксена; е — кварц-серицитовая зона с наложенной пиритизацией, пирит в виде мельчайших зерен пропитывает псевдоморфозы серицита по плагиоклазу, образует прожилки в кварцевой массе. На всех ступенях преобразования сохраняется реликтовая порфировая структура пород

в зависимости от состава первичных пород, а затем уже систематизировать их в виде таблиц.

В. При микроскопическом изучении пород необходимо установить: какими вторичными продуктами замещается тот или иной минерал; какова форма выделения новообразованных минералов; в какой мере они наследуют форму первичных минералов; как влияет структура и состав первичных пород на структуру и состав метасоматитов; как влияет интенсивность метасоматического преобразования на внешний облик (цвет и структуру) пород.

В большинстве случаев даже в интенсивно метасоматически преобразованных породах сохраняются в той или иной мере структурные признаки первичных пород (рис. 6). Едва ли нужно доказывать, что умение восстанавливать по гидротермально измененной породе первичный ее облик имеет значение для решения не только вопросов околорудного метасоматизма, но и геологического строения месторождения. Поэтому не так важно описать структуру и текстуру метасоматической породы, сколько вскрыть детали преобразования первичной структуры и степень ее сохранности.

После того как на основании просмотра шлифов выбраны необходимые пробы для химического анализа, образцы, предназначенные для дробления,

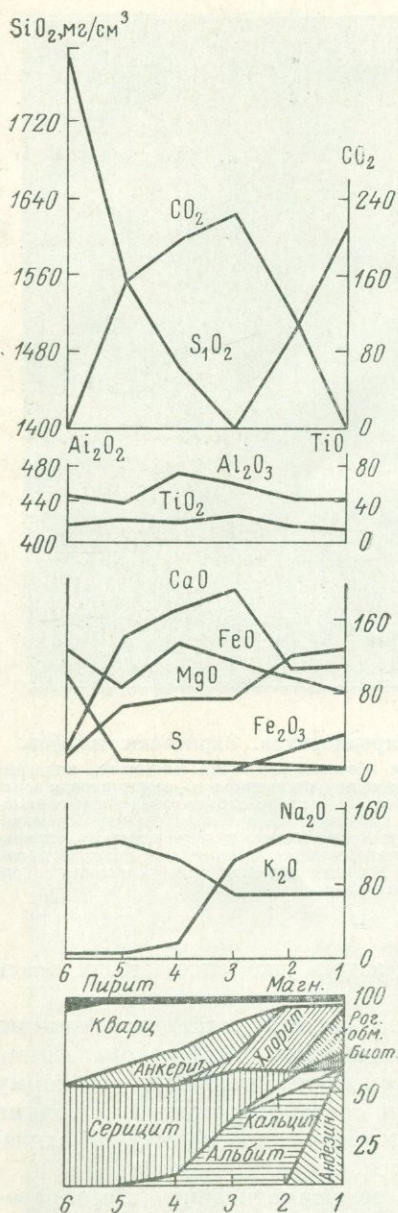


Рис. 7. Изменение минерального и химического состава диоритовых порфиритов при березитизации. Места отбора образцов даны на рис. 5; обр. 1 взят за пределами участка

компонентов в измененных породах по сравнению с исходными могут быть связаны не только с метасоматическим процессом, но и с первичной неоднородностью пород, ошибками химического анализа и т. д. Следовательно,

сдаются на определение объемного веса пород. Затем образцы дробятся, квартуются, а необходимое количество материала сдается на химическое, спектроскопическое и в ряде случаев на иные виды исследований.

Из образцов, отвечающих этим пробам, делают дополнительные шлифы (3—4) для проведения количественно-минералогических подсчетов. Данные химических анализов должны быть увязаны с данными количественно-минералогических подсчетов. Это достигается путем пересчета количественно-минерального состава на химический состав и сопоставления результатов с данными химического анализа. В результате такой увязки нередко удается установить важные ошибки в химических анализах или количественно-минералогических подсчетах. Один из возможных методов окончательного изображения результатов — составление графиков, где можно одновременно проследить изменение окислов в единице объема породы и изменение минерального состава пород в процессе их преобразования (рис. 7).

Можно применять другие методы учета баланса вещества при метасоматозе, среди них наиболее интересен атомно-объемный метод В. А. Рудника (1966). Справедливости ради следует отметить, что поведение компонентов, содержания которых при метасоматозе изменяются контрастно, видно при любых методах пересчетов (Наковник, 1958; Боголепов, 1958; Казицын, 1958, и др.). Зная количество привнесенных и вынесенных компонентов в единице объема, нетрудно рассчитать общий баланс вещества во всем метасоматическом теле, что дает представление о масштабах химического преобразования пород. Такого рода расчеты выполнены, в частности, Я. Д. Готманом с соавторами для грейзенов и натровых метасоматитов (Готман, Малахова, 1965; Готман, Голева, 1973).

Глубокий анализ возможных ошибок, влияющих на точность учета баланса вещества, выполнен Ю. В. Казицыным (1966). Из этого анализа вытекает, что незначительные различия в содержании тех или иных

уверенно говорить о привносе или выносе можно лишь в отношении тех компонентов, изменения в содержании которых проявляются достаточно контрастно.

Важно отметить, что механический отбор проб для химических анализов по разрезам вкрест простирания рудоносных зон, как правило, мало эффективен. Вариации состава метасоматитов связаны с различиями составов исходных пород, степенью метасоматического изменения, соотношением масштабов проявления предрудного, рудосопровождающего и пострудного метасоматоза и т. д. Поэтому понять химизм процесса можно лишь на основе тщательного петрографического изучения пород. Следует подчеркнуть, что изучение химизма представляет собой прежде всего практический интерес, так как позволяет решить вопрос о возможности использования для картирования околорудных метасоматитов относительно недорогих массовых методов анализа. В одних случаях показателем интенсивности процесса могут быть натрий-калиевые отношения, в других — содержание углекислоты, серы и т. д.

Методы изучения породообразующих минералов метасоматитов зависят от задач исследования. Во всех случаях важна правильная диагностика минералов. Как правило, для этой цели используются оптические методы. Что касается определений химического состава минералов, параметров их решетки и других констант, то они служат для более углубленного их познания и, как правило, выходят за пределы тех данных, которые необходимы для прикладного использования околорудных метасоматитов и их общей характеристики. Лишь диагностика глинистых минералов не может быть выполнена оптическими методами. Здесь обязательно требуется привлечение методов рентгеноструктурного, электронно-графического и термического анализов. Этот вопрос специально рассмотрен Г. Т. Волостных (1972).

Г. На основе анализа данных детальной документации, погоризонтных планов, разрезов рассматривается влияние на форму и размеры метасоматических тел состава вмещающих пород, их структурно-текстурных и физико-механических особенностей и характера строения разрывных нарушений. Полученные выводы имеют большое практическое значение. Так, незначительный по мощности ореол изменения в слабопроницаемых породах может быть вполне сопоставим по поисково-оценочной значимости с большим по размеру ореолом в туфах или туфобрекчиях.

Д. В практическом отношении особо важно решение вопроса о пространственной связи. Сюда относятся соотношение размеров метасоматических и рудных тел, приуроченность оруденения к определенным метасоматическим зонам, положение оруденения в вертикальном разрезе метасоматических тел. Часто на распределение оруденения в пространстве значительно влияют состав и свойства исходных пород.

Опыт изучения эндогенных месторождений убедительно показывает, что основные по масштабам изменения пород, как правило, предшествуют рудоотложению. Более поздние стадии минерализации, в том числе и собственно рудная, накладываются преимущественно на внутренние зоны зонально построенного ореола измененных пород, приводя к повторному их метасоматическому преобразованию и в существенной мере затушевывая более ранние процессы, которые связаны с предрудной стадией.

Очевидно, что ореол околорудных изменений можно описать только путем раздельного анализа парагенезисов минералов, связанных с различными стадиями. При этом важно учитывать следующие закономерности: изменения пород последующих стадий связаны непосредственно с формированием жил и прожилков; они развиваются локально, захватывают небольшие объемы

пород и пространственно тяготеют к тем жилам, с которыми они непосредственно связаны; в пределах рудоносных зон изменения предрудной стадии образуют практически непрерывный сплошной ореол, в то время как более поздние изменения характеризуются пятнистым, неравномерным развитием; с рудосопровождающим и пострудным метасоматозом (околопрожилковым изменением) обычно связано развитие тех минералов, которые в этих участках были неустойчивы в процессе предрудного изменения.

Изучение разрезов вкрест простираения жил различных стадий является одним из основных методов изучения внутрирудных и пострудных изменений пород. Вопросы временных соотношений измененных пород и руд решаются главным образом во время документации, а в процессе камеральной обработки материалов уточняются и более строго обосновываются.

Для наглядности рассмотрим следующий пример. Предположим, что за счет пород типа кварцевого диорита возникает следующая метасоматическая колонка.

0. Андезин, роговая обманка, кварц.
1. Альбит, серицит, кальцит, хлорит, кварц.
2. Альбит, серицит, анкерит, кварц.
3. Серицит, анкерит, кварц.
4. Серицит, кварц.

Как видно, во внутренней зоне устойчива кварц-серицитовая ассоциация. Если в этой зоне окажутся прожилки или жилы карбоната или хлорита, то это будет однозначно указывать на их более позднее происхождение, ибо в процессе формирования данной колонки эти минералы были неустойчивы. Если же в парагенезисе с карбонатом или хлоритом будут отмечаться другие минералы (в частности, рудные), то можно утверждать, что и они образовались после приведенной метасоматической колонки. Вот почему в процессе документации выработок важно выделять не только метасоматические зоны, но и жилы и прожилки, указывая их состав, а также участки богатого и бедного оруденения.

Вопрос о генетических соотношениях измененных пород и руд решается в соответствии с теми критериями, которые рассмотрены в главе I.

Е. На основе анализа полученных данных рассматриваются вопросы практического использования измененных пород в конкретных условиях изученного рудного поля и месторождения. В свете установленных закономерностей анализируются перспективы отдельных участков рудного поля и месторождения, данные об уровне вскрытия рудных тел, перспективы оруденения на глубину и т. д. В основе предлагаемой методики лежит геологическое изучение. Именно на основе детального геологического изучения могут быть установлены главнейшие закономерности, знание которых и позволяет давать обоснованный прогноз. Что касается объяснения этих закономерностей, то здесь требуются уже другие приемы, в частности физико-химический анализ парагенезисов минералов, экспериментальное моделирование, термодинамические расчеты и другие методы, которые применяются лишь при специальных тематических исследованиях. В общем же случае для целей геологической практики освещаются следующие вопросы: петрографические особенности вмещающих пород как фона, на котором развиваются процессы изменения; метаморфические и метасоматические изменения пород, предшествующие рудообразующему гидротермальному процессу; изменения пород, связанные с рудообразующим процессом.

При этом также рассматриваются следующие вопросы: внешние признаки околорудно измененных пород; условия их локализации и закономерности пространственного распространения; закономерности строения метасоматических ореолов и положение в них оруденения; петрографическая характеристика метасоматитов предрудной стадии; характеристика рудосопровождающего и пострудного метасоматоза; влияние различных факторов на форму и размеры ореолов околорудного изменения; химизм метасоматического процесса; характеристика породообразующих минералов; критерии отличия околорудных метасоматитов от сходных пород другого генезиса, развитых в районе; оценка возможных вариантов использования измененных пород в поисково-оценочных целях; анализ перспектив определенных участков на оруденение.

При изучении конкретных объектов может возникнуть необходимость в рассмотрении ряда вопросов, имеющих принципиальное значение для данного месторождения. Так, например, иногда необходимо сформулировать методические указания по документации измененных пород, принципы их увязки на разрезах и планах, признаки, позволяющие восстановить исходные породы, критерии различия преобразований, связанных с гидротермальным и гипергенным процессами и т. д.

В заключение следует подчеркнуть, что автором рассмотрены только главные вопросы методики изучения околорудных метасоматитов с целью использования их для практических целей.

# Глава IV

## ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД И ОРУДЕНЕНИЯ

В общем случае между процессами изменения пород и рудоотложения возможны следующие виды связи.

а. Тип *синхронного оруденения*, когда метасоматическое преобразование пород и рудоотложение происходят одновременно. Такие соотношения характерны для высокотемпературных редкометальных месторождений ниобия, тантала, бериллия, редких земель, циркония, тория. Рудные минералы при этом занимают в метасоматической колонке определенное место. Однако, как показывает детальное изучение, рудные концентрации в метасоматитах распределены неравномерно, максимальное количество рудных минералов приурочено к участкам наиболее высокой проницаемости. Можно утверждать, что основная масса рудных минералов выделяется не непрерывно в процессе метасоматического преобразования пород, а на определенных временных интервалах этого процесса. В тех участках, где в это время происходило наиболее интенсивное минералообразование (в силу тектонических или других причин), концентрируются и наиболее богатые руды. Однако резко повышенные по сравнению с фоновыми концентрации рудных минералов наблюдаются в пределах всей зоны метасоматитов, а взаимоотношения породообразующих и рудных минералов указывают на одновременность их образования.

Убедительным примером могут служить натровые метасоматиты, образующиеся в приконтактных частях нефелин-сиенитовых массивов, с которыми связано ториево-ниобиевое и циркониевое оруденение (Омельяненко, 1974). Рудные минералы — торит, пирохлор, циркон — локализируются в определенных зонах метасоматических тел: пирохлор и циркон во внутренних, торит во внешних и промежуточных (табл. 5 и 6). Характерно, что образование торита происходит лишь при метасоматическом преобразовании пород, содержащих кварц и кальцит, причем его отложение имеет место лишь в промежуточных зонах колонки. В процессе разрастания тыловых зон происходит собирательная перекристаллизация торита, а затем и полное его замещение породо-

Таблица 5

Строение метасоматической колонки в альбитизированных нефелиновых сиенитах

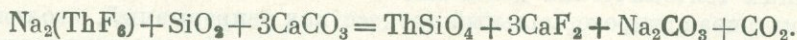
Номер зоны	Минеральный состав	Рудные и аксессуарные минералы, связанные с альбитизацией
0	Биотитовый нефелиновый сиенит	
1	Альбит, эгирин, нефелин, микроклин	
2	Альбит, эгирин, нефелин	
3	Альбит, эгирин	Пирохлор, циркон
4	Альбит	Пирохлор, циркон

Строение метасоматической колонки в альбитизированных алевролитах

Номер зоны;	Минеральный состав	Рудные и аксессуарные минералы, связанные с альбитизацией
0	Алевродит неизменный	
1	Кварц, хлорит, биотит, серицит, кальцит	Апатит
2	Кварц, актинолит, биотит, альбит, кальцит	Торит, флюорит, сфен, апатит
3	Кварц, альбит, арфведсонит, микроклин, кальцит	Торит, флюорит, сфен
4	Кварц, альбит, арфведсонит, микроклин	Сфен, флюорит, астрофиллит, торит, циркон
5	Альбит, эгирин, микроклин	Циркон, пирохлор, астрофиллит, флюорит
6	Альбит, эгирин	Циркон, пирохлор, астрофиллит
7	Альбит	Циркон, пирохлор

образующими минералами. Закономерное положение торита в метасоматической колонке, так же как пирохлора и циркона, однозначно свидетельствует об одновременности их формирования с метасоматической колонкой.

Положение в метасоматической зональности дает возможность судить об условиях формирования рудного минерала. Так, тесная ассоциация торита с флюоритом, его образование по кварц- и кальцитсодержащим породам дает основание предполагать следующую реакцию, приводящую к осаждению торита:



Эта реакция объясняет не только роль кварца и карбоната в разрушении фтористонатриевого комплекса тория, но и неустойчивость торита в условиях недостатка кремнезема. Последний связывается лишь в минералах, отвечающих условиям высокой активности натрия, — в альбите и эгирине. Поэтому альбитизация нефелиновых сиенитов не приводит к образованию торита. Следовательно, различия физико-химических условий в зонах метасоматической колонки обусловили следующее: в одних зонах имели место условия для переноса рудного элемента, в других — для его отложения, в третьих — для собирательной перекристаллизации рудного минерала или его растворения. Убедительные примеры подобных соотношений в апогранитных альбититах, бериллия, ниобия, тантала и других элементов рассмотрены А. А. Беусом (1968).

В ряде случаев синхронность метасоматического преобразования и рудоотложения может быть обусловлена взаимодействием растворов с породами, вызывающими резкое изменение их кислотности или окислительно-восстановительных свойств. Такие породы являются своеобразными геохимическими барьерами. Так, поступление кислых гидротермальных растворов в известняки, скарны, ультраосновные породы может вызвать их нейтрализацию и отложение рудных минералов. Роль геохимических барьеров в отношении элементов с переменной валентностью могут играть также горизонты пород, богатые восстановителями. Приходится, однако, признать, что случаи синхронного образования метасоматитов и руд сравнительно редки.

б. Значительно более распространен тип *сопряженного оруденения*, при котором основные по масштабам изменения пород предшествуют рудоотложению и синхронному с ним рудосопровождающему метасоматозу. При этом оруденение располагается в пределах общего поля измененных пород, как правило, среди зон наиболее интенсивного изменения. Предполагается, что рудоотложение происходит в результате эволюции тех же растворов, которые вызвали изменение вмещающих пород. Частая приуроченность руд (или наиболее богатых руд) к трещинам и зонам дробления метасоматитов отнюдь не свидетельствует о значительном временном разрыве околорудного метасоматоза и оруденения.

Основными факторами, определяющими эволюцию растворов, по-видимому, являются: изменение состава за счет взаимодействия с вмещающими породами; падение температуры в пространстве и времени; дегазация растворов; изменение рН растворов, обусловленное фильтрационным эффектом. Если процессы минералообразования происходят в спокойной тектонической обстановке, то по мере изменения свойств раствора будет происходить последовательная смена более ранних минеральных ассоциаций более поздними. Поздние минеральные ассоциации (в том числе и рудные) создают рассеянные концентрации во всем объеме метасоматически преобразованных пород.

Образование разрывных нарушений на той или иной стадии развития гидротермального процесса способствует оттоку поровых растворов в эти зоны разгрузки и благоприятствует значительной интенсификации процессов минералообразования в локальных участках. Таким образом, приуроченность оруденения к тектоническим зонам, наложенным на метасоматиты, свидетельствует не о временном разрыве процессов околорудного изменения и рудоотложения, а об интенсификации минералообразования в процессе внутриминерализационных тектонических движений.

Рассматривая гидротермальный процесс как непрерывный, эволюционный, важно вместе с тем учитывать резкую неравномерность интенсивности процессов минералообразования на различных временных интервалах его развития. Резкое усиление интенсивности в первую очередь связано с образованием тектонических нарушений. Изложенная концепция снимает противоречия между представлениями о стадийном и эволюционном развитии гидротермальных процессов; полностью объясняет теснейшую пространственную связь измененных пород и руд; приуроченность богатых рудных концентраций к тектоническим зонам, наложенным на метасоматиты предрудной стадии; наличие бедных и рассеянных рудных концентраций в метасоматитах, не затронутых тектоническими движениями, и т. д.

Сравнивая месторождения единого генетического типа, нетрудно заметить, что тектоническая обстановка решительным образом влияет на масштабы проявления различных минеральных ассоциаций и закономерности их пространственного размещения, но она не изменяет коренным образом общую направленность развития гидротермально-метасоматических процессов от ранних стадий к поздним, обусловленную естественной эволюцией состава и свойств растворов во времени и в пространстве. Следовательно, тип сопряженного оруденения предполагает, что предрудное изменение пород и рудоотложение во времени тесно взаимосвязаны, являются звеньями единого гидротермально-метасоматического процесса, происходящего на фоне тектонических подвижек.

в. Тип *наложенного оруденения* характеризуется отсутствием генетической связи измененных пород и руд. Измененные породы представляют лишь благоприятную для рудоотложения вмещающую среду, на которую наложен

более поздний самостоятельный процесс оруденения, нередко сопровождаемый собственными околорудными изменениями. Ярким примером служит семейство наложенных скарновых руд, объединяющее руды, образованные в результате взаимодействия с основной средой скарнов более поздних кислых рудоносных растворов. К этому семейству относятся шеелитовые, молибденитовые, полиметаллические и другие типы скарновых руд.

В ряде случаев совмещение метасоматитов и руд в пространстве связано с наличием общего структурного контроля по отношению к разновозрастным гидротермальным процессам. Особенно часто устанавливается наложение локальных гидротермально-метасоматических процессов на более ранние метасоматиты площадного развития. Очевидно, для типа наложенного оруденения необходимо выделять метасоматиты ранние, не связанные с рудообразующим гидротермальным процессом, которые не могут рассматриваться как околорудные, и собственно околорудные метасоматиты, генетически связанные с оруденением. Одним из наиболее убедительных доказательств генетической связи процессов околорудного изменения и оруденения является выдержанность формационного типа метасоматитов и связанных с ними руд в пределах крупных рудоносных провинций.

## Глава V

### ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАЗМЕРЫ И ФОРМУ ОРЕОЛОВ ОКОЛОРУДНОГО ИЗМЕНЕНИЯ

Размеры и форма ореолов гидротермального изменения пород зависят от целого ряда факторов. Это в первую очередь особенности строения разрывных нарушений, состав вмещающих пород, физико-механические свойства пород, объем просочившихся растворов, продолжительность гидротермального процесса, температура и давление растворов. Влияние отдельных факторов удается оценить достаточно полно, о роли других можно высказать лишь наиболее вероятные предположения.

#### а. Структурная обстановка

Детали строения ореолов измененных пород в значительной степени определяются сочетанием и общим направлением тех разрывных нарушений, по

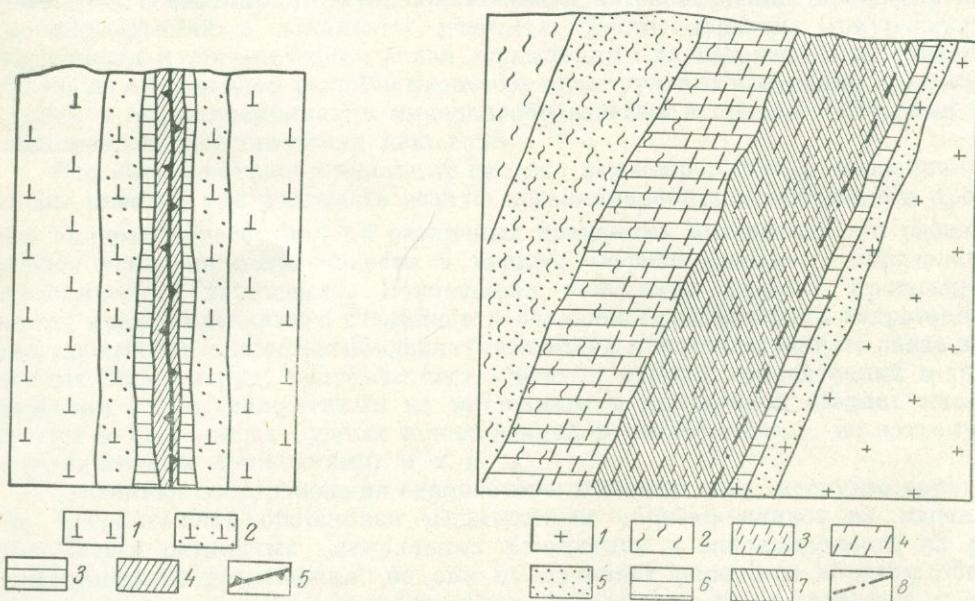


Рис. 8. Строение ореола окolorудного изменения в малопроницаемых породах, контролирующемся трещиной.

1 — неизменные породы; метасоматические зоны: 2 — внешняя, 3 — промежуточная, 4 — внутренняя; 5 — рудная жила

Рис. 9. Строение ореола окolorудного изменения, контролирующегося широкой зоной расланцевания вдоль тектонического контакта компетентных и массивных пород.

1 — гранит-порфиры; 2 — аргиллиты; 3 — интенсивно расланцеванные аргиллиты и алевролиты; 4 — слабо-расланцеванные аргиллиты и алевролиты; 5, 6, 7 — метасоматические зоны: 5 — внешняя, 6 — промежуточная, 7 — внутренняя; 8 — рудовосный разлом

которым просачивались растворы. Многообразие влияния структурной обстановки может быть сведено к трем крайним случаям.

А. Изменения пород развиваются вдоль изолированной трещины в относительно слаботрещиноватых и малопроницаемых породах. Мощность ореолов изменения в этих случаях колеблется от десятков сантиметров до первых метров. Контуры ореола, как правило, очень четкие, параллельные рудной жиле, которая выполняет раствороподводящую трещину. Форма ореолов может быть сопоставлена с сильно уплощенной линзой. Примерами могут служить многие типично жилные месторождения, приуроченные к крутопадающим трещинам в плотных малопроницаемых породах (рис. 8).

Б. Пути движения растворов контролируются широкими зонами трещиноватости, брекчирования, рассланцевания. В этих случаях изменениями захватываются большие объемы пород, и мощности ореолов метасоматически преобразованных пород составляют десятки и сотни метров, редко до километра. Формы метасоматических тел определяются общими контурами участков просачивания растворов. Это могут быть столбообразные, линзообразные, причудливой формы тела (рис. 9, 10).

В. Питающий канал представляет собой достаточно четкую тектоническую зону, вместе с примыкающими к ней оперяющимися трещинами и участками трещиноватости. Вдоль отдельных оперяющих трещин относительно узкие ореолы изменения распространяются в сторону от главных структурных элементов на десятки и сотни метров. В целом же мощность метасоматических

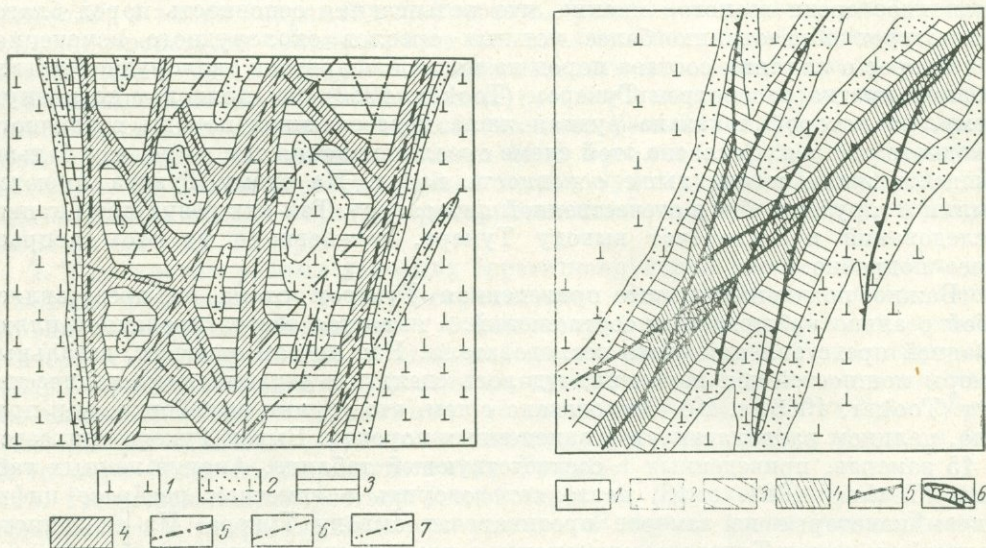


Рис. 10. Строение ореола околорудного изменения, контролирующегося тектоническим блоком неравномерно раздробленных и трещиноватых пород.

1 — андезитовые порфиры слабо измененные; метасоматические зоны: 2 — внешняя, 3 — промежуточная, 4 — внутренняя; тектонические зоны: 5 — первого порядка, 6 — второго порядка, 7 — третьего порядка

Рис. 11. Строение ореола околорудного изменения, контролирующегося тектонической зоной с оперяющими ее трещинами.

1 — диориты; метасоматические зоны: 2 — внешняя, 3 — промежуточная, 4 — внутренняя; 5 — кварц-карбонатные жилы; 6 — тектоническая брекчия

ореолов изменяется от нескольких до первых десятков метров. Форма метасоматических ореолов сложная, древовидная (рис. 11).

Между тремя указанными крайними типами структурной обстановки имеются случаи, характеризующиеся переходными чертами.

### *б. Состав вмещающих пород*

Как показывает изучение околорудных метасоматитов, формирование их связано с двумя группами процессов: кислотного выщелачивания и щелочного метасоматоза. При кислотном выщелачивании реакции растворов с породой направлены в сторону увеличения щелочности растворов, при щелочном метасоматозе реакции имеют противоположную направленность. В связи с этим целесообразно рассмотреть эти типы процессов отдельно.

А. Большая часть измененных околорудных пород формируется под воздействием растворов, производящих кислотное выщелачивание. Степень контрастности растворов и пород пропорциональна основности последних. В то время как под воздействием процесса кислотного выщелачивания все минералы основных и средних пород полностью замещаются вторичными продуктами, в породах кремнекислого состава часть минералов (например, кварц, мусковит, иногда калиевый полевой шпат) сохраняет устойчивость. В связи с этим в породах повышенной основности процессы кислотного выщелачивания проявляются значительно более контрастно, чем в породах кремнекислого состава. Возможно, именно с этим обстоятельством связано распространенное среди геологов мнение, что повышенная основность пород благоприятствует образованию более мощных ореолов околорудного изменения.

Вопрос о влиянии состава пород на мощность ореолов околорудной аргиллизации кратко рассмотрен Тукером (Тооker, 1963). Он приводит наглядную схему, на которой показана рудная жила, пересекающая породы различного исходного состава. Согласно этой схеме ореол изменения тем шире, чем больше мощность жилы и чем выше основность пород. На схему Тукера имеются ссылки в зарубежной и в отечественной литературе. Так как результаты наших исследований противоречат выводу Тукера, остановимся на этом вопросе более подробно.

Важно подчеркнуть, что приведенная Тукером схема не представляет собой реально наблюдаемых соотношений, а является абстрагированной иллюстрацией представлений этого исследователя. Как он сам отмечает, детальные замеры мощностей зон изменения удалось сделать в ограниченном количестве мест (Тооker, 1963, с. 10). Это связано с тем, что горные выработки, как правило, целиком располагаются в измененных породах. Вывод Тукера опирается на 15 замеров, приведенных в соответствующей таблице. Анализ данных таблицы (Тооker, 1963, с. 10) позволяет говорить о заметном разбросе цифр, причем некоторые из замеров противоречат выводу Тукера. Из сказанного следует, что вывод Тукера не однозначен и носит предположительный характер. Как будет показано ниже, решение данного вопроса на основе упрощенного подхода вообще невозможно.

Рассмотрим некоторые модели, раскрывающие суть проблемы.

1. Предположим, что при прочих равных условиях (проницаемость, пористость, характер разрывных нарушений, объем раствора, просочившегося через единицу объема пород) гидротермальный раствор воздействует на породы амфиболового и кварц-амфиболового состава. В общем случае в процессе кислотного выщелачивания амфибол будет замещаться комплексом вторичных

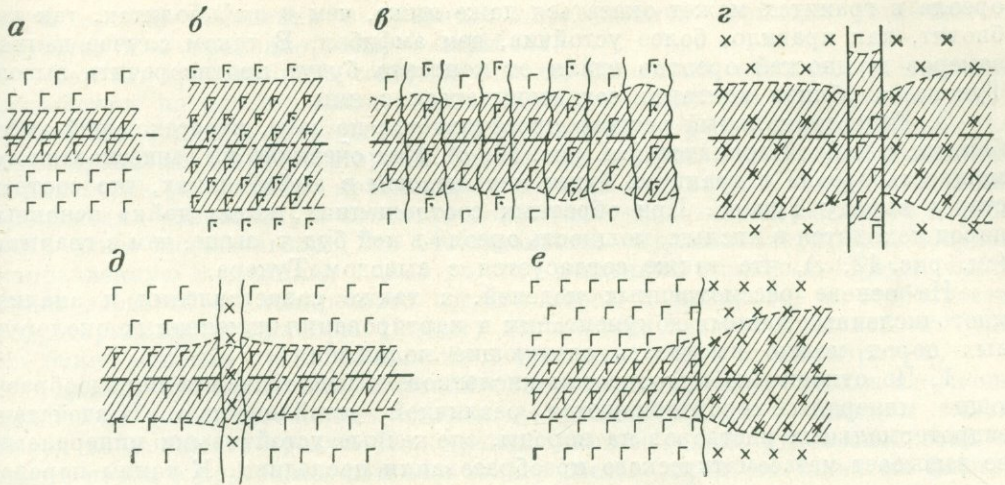


Рис. 12. Соотношение мощностей ореолов окolorудного изменения в породах различного состава:

а — амфиболового; б — кварц-амфиболового; в — в переслаивающихся породах амфиболового, пироксенового, хлоритового, биотитового и т. д. и кварц-амфиболового состава; г — в гранитах и дайне основного состава; д — в амфиболитах и дайне гранит-порфиров, е — в гранитах и амфиболитах

минералов, а кварц сохранит устойчивость. Так как понижение кислотности растворов происходит только за счет метасоматического преобразования роговой обманки, то для нейтрализации одного и того же объема растворов требуется меньший объем мономинеральных роговообманковых пород, чем кварц-роговообманковых. Отсюда очевидно, что чем больше в породах кварца и меньше амфибола, тем мощнее должен быть ореол окolorудного изменения (рис. 12, а, б). Таким образом, данная модель будет характеризовать случай, когда мощность ореола обратно пропорциональна основности пород, что противоречит выводу Тукера.

2. При прочих равных условиях березитизирующий раствор воздействует на породы амфиболового и кварц-серицитового состава. Так как кварц-серицитовая ассоциация равновесна с березитизирующим раствором, то метасоматических преобразований в этой породе не произойдет. Таким образом, в кварц-серицитовых сланцах, филлитах, слюдистых кварцитах метасоматические изменения вообще не проявятся, в то время как в амфиболитах будет образована четкая зона окolorудного изменения. Очевидно, данная модель в какой-то мере будет подтверждать вывод Тукера.

3. Гидротермальный раствор воздействует на переслаивающиеся породы амфиболового и кварц-амфиболового состава. В случае незначительной мощности прослоев между порциями растворов, находящихся в различных средах, будет происходить диффузионный обмен, а это приведет к выравниванию их состава. В результате мощности ореолов в породах амфиболового и кварц-амфиболового состава будут примерно равны (см. рис. 12, в).

4. Гидротермальный раствор просачивается по зоне, пересекающей контакт гранитов и амфиболитов (см. рис. 12, е). Тогда согласно модели 1 мощность ореола в гранитах на удалении от контакта должна быть выше, чем в амфиболитах, а вблизи контакта она будет уменьшаться — здесь скажется нейтрализующее влияние амфиболитов. В контакте с амфиболитами мощность

ореола в гранитах может оказаться даже ниже, чем в амфиболитах, так как биотит, как правило, более устойчив, чем амфибол. В таком случае данные замеров мощностей ореолов вдали от контакта будут противоречить выводу Тукера, а вблизи контакта согласовываться с ним.

5. Гидротермальный раствор просачивается по зоне, пересекающей амфиболиты, с дайкой гранитов (см. рис. 12, *д*). Как очевидно из вышесказанного, мощность ореола в гранитах будет меньше, чем в амфиболитах, что соответствует выводу Тукера. При обратных соотношениях, когда дайка основных пород находится в кислых, мощность ореола в ней будет выше, чем в гранитах (см. рис. 12, *з*), что также согласуется с выводом Тукера.

На основе рассмотренных моделей, а также сопоставления и анализа многочисленных данных документации и картирования измененных околорудных пород можно высказать следующие положения.

1. По отношению к процессам кислотного выщелачивания породообразующие минералы характеризуются различной устойчивостью. Воздействие гидротермальных растворов на породы, сложенные устойчивыми минералами, не вызывает метасоматического преобразования последних. К таким породам относятся кварциты, кварц-мусковитовые и кварц-серицитовые сланцы, кремнистые сланцы, филлиты.

2. Метасоматическое преобразование пород полностью прекращается, когда в процессе нейтрализации растворов достигается их равновесие с наименее устойчивым минералом. Мощность околорудного ореола определяется границами устойчивости такого минерала.

3. Чем выше содержание в горной породе малоустойчивых минералов (таких, как оливин, пироксен, амфибол, основной плагиоклаз), тем контрастнее проявляется метасоматическое преобразование пород, но тем меньший их объем требуется для нейтрализации растворов. Поэтому породы с высоким содержанием малоустойчивых минералов не благоприятны для образования мощных ореолов околорудного изменения (например, основные и ультраосновные породы, скарны, известняки и т. д.).

4. Таким образом, влияние состава пород на мощность ореола околорудного изменения выражается в двух противоположно направленных тенденциях, а именно: при отсутствии неустойчивых минералов изменения вообще не проявляются, а высокое содержание малоустойчивых минералов вызывает быструю нейтрализацию растворов, что приводит к образованию маломощных ореолов изменения.

5. Следовательно, при прочих равных условиях наиболее мощные ореолы изменения должны возникать в породах, содержащих небольшое количество малоустойчивых минералов.

Из изложенных положений следует, что вопрос о влиянии химического состава пород на мощность ореола околорудного изменения не может решаться в отрыве от конкретного минерального состава.

Если рассматривать ряды пород, содержащих общий слабоустойчивый минерал, то в пределах таких рядов можно установить прямую пропорциональность между кремнекислотностью пород и мощностью ореола. Например, в ряду горнблендит — диорит — кварцевый диорит — гранодиорит, в котором общим малоустойчивым минералом является амфибол, при прочих равных условиях наибольшая мощность околорудного ореола должна быть в гранодиоритах, а наименьшая — в горнблендитах.

Значительно труднее предсказать соотношение мощностей ореолов в породах с неодинаковым качественным составом минералов. Так, например, раз-

меры ореола изменения в гранитах определяются границей устойчивости биотита, а в гранодиоритах — амфибола.

Так как гранодиориты содержат больше оснований, то их нейтрализующее воздействие на раствор должно быть более значительным. Эта причина определяет тенденцию к образованию в гранодиоритах ореола меньшей мощности, чем в гранитах. С другой стороны, биотит при процессах кислотного выщелачивания более устойчив по сравнению с роговой обманкой. Следовательно, для достижения равновесия с биотитом понижение кислотности растворов должно быть менее значительным. Это обстоятельство обуславливает противоположно направленную тенденцию. Какая из этих тенденций окажется определяющей, будет зависеть от конкретного состава пород и минералов и особенностей гидротермального раствора. Поэтому невозможно заранее предсказать, будет ли более мощным ореол изменения в гранитах или в гранодиоритах.

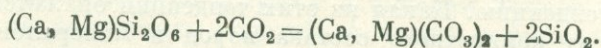
Данные детальной документации с замерами мощностей ореолов изменения далеко не всегда позволяют однозначно решить вопрос о влиянии состава пород на мощность ореола. Как правило, при переходе рудоносной зоны из одних пород в другие меняются не только состав пород, но также их физико-механические свойства, степень тектонической проработки пород, особенности строения разрывного нарушения. Объективно учесть относительное влияние каждого из этих факторов на мощность околорудного ореола не представляется возможным.

Опираясь на опыт изучения околорудных изменений в породах различного исходного состава, можно говорить о тенденции, выражающейся в том, что в целом для пород, содержащих Са—Mg-силикаты и алюмосиликаты (биотит, плагиоклаз, амфибол, пироксен и др.), мощность околорудного ореола обратно пропорциональна основности пород. В специфических условиях конкретной геологической обстановки эта тенденция может нарушаться, что не позволяет рассматривать ее в качестве строго установленной закономерности. Такие случаи, связанные со взаимным влиянием тесно перемежающихся пород различного состава, с неодинаковой относительной устойчивостью породообразующих минералов и т. д., рассмотрены выше. Можно, однако, утверждать, что как теоретическое рассмотрение вопроса, так и изучение природных объектов полностью опровергают вывод Тукера о наличии пропорциональности между содержанием в породах оснований и мощностью ореола околорудного изменения.

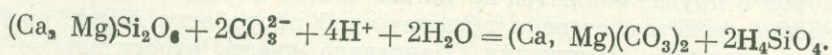
Вышеизложенные причины достаточно убедительно объясняют влияние состава пород на мощность метасоматического ореола. Однако в породах основного состава, как правило, значительно менее мощной, чем в кремнекислых породах, является также внешняя зона, в которой отмечаются лишь метаморфические преобразования.

Логично полагать, что при достижении равновесия раствора с породой метасоматические реакции должны прекратиться. Однако нейтрализация раствора не может вызвать прекращения чисто метаморфических реакций. Например, низкотемпературный раствор неизбежно должен вызвать деанортизацию основного плагиоклаза, хлоритизацию и серпентинизацию пироксена и другие реакции гидратации. Условия протекания таких реакций — наличие раствора пониженной температуры и присутствие в породе неустойчивого минерала (или минералов). В породах кислого состава это биотит, в породах основного состава — плагиоклаз, роговая обманка, пироксен. Если бы гидротермальные растворы проникали на равные расстояния в стороны от питающего канала в породах основного и кремнекислого состава, то мы бы имели и равной ширины ореол метаморфизма.

Как убедительно показал детальный анализ данных, имеющих в распоряжении автора, как правило, в породах повышенной основности ореол метаморфического изменения лишь незначительно превышает по мощности ореол метасоматических преобразований. Это свидетельствует о том, что в породах кремнекислого состава в общем случае растворы проникали на большие расстояния в стороны от питающего канала, чем в породах повышенной основности. Чтобы понять причины данного явления, рассмотрим объемные эффекты некоторых метасоматических реакций. Реакция замещения диопсида доломитом и кварцем



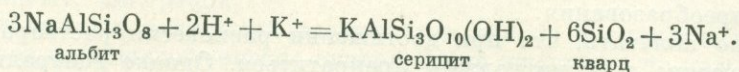
В условиях постоянства объема данная реакция протекать не может, так как объем конечных продуктов реакции на 40% превышает объем начальных продуктов. Поэтому реакции карбонатизации неизбежно сопровождаются выносом кремнезема. Как крайний случай, реакции с полным выносом кремнезема можно написать:



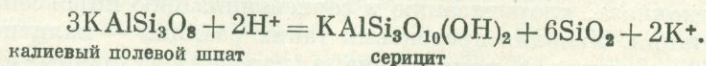
При полном выносе кремнезема объем карбоната окажется на 2,7% меньше, чем объем диопсида. Изучение конкретных случаев показывает, что в природных условиях происходит частичный вынос  $SiO_2$ . Таким образом, карбонатизация диопсида в природе происходит по способу, занимающему промежуточное положение между приведенными крайними типами реакций. Чем больше в породах трещин и пустот, тем больше будет выделяться кварца, который играет роль так называемого «вполне подвижного минерала» (Коржинский, 1957<sub>2</sub>). Следовательно, данная реакция вызовет закупорку пор и трещин в породах, что не будет благоприятствовать циркуляции растворов.

Нетрудно показать, что замещение основного плагиоклаза карбонатом, серицитом и кварцем также вызовет аналогичный эффект. Таким образом, метасоматические преобразования пород основного состава неизбежно вызывают закупорку путей циркуляции гидротермальных растворов, что не благоприятствует их глубокому проникновению в стороны от питающего канала.

Рассмотрим теперь реакции кислотного выщелачивания в кремнекислых породах типа гранитов. Так как биотит составляет небольшой объем пород, а кварц не участвует в реакции, основное значение здесь будут иметь преобразования полевых шпатов. В случае процессов типа березитизации будем иметь:



Объем продуктов реакции на 9% меньше объема альбита. Следовательно, пористость пород должна существенно возрасти:



Эта реакция приводит к увеличению пористости на 15%.

Метасоматические преобразования пород гранитного состава приводят к увеличению пористости, что благоприятствует проникновению растворов на значительные расстояния в стороны от питающего канала. Таким образом, влияние состава пород на мощность метасоматического ореола определяется,

с одной стороны, содержанием в них малоустойчивых минералов, способных нейтрализовать раствор и, с другой стороны, объемным эффектом метасоматических реакций, ведущих к образованию или, напротив, к закупорке микро-трещин и пор.

Как уже отмечалось, точка зрения Тукера разделяется многими геологами. Причины этого, по нашему мнению, заключаются в следующем. Изменения пород, богатых основаниями, выглядят исключительно контрастно. Темного цвета породы под воздействием аргиллизующих или березитизирующих растворов становятся светло-серыми, а иногда белыми, что в первую очередь связано с замещением темноцветных минералов карбонатом. Чем больше темноцветных минералов содержится в породе, тем контрастнее выглядят изменения.

Содержание темноцветных минералов в породах кремнекислого состава незначительно. В связи с этим внешние особенности пород (цвет, структурно-текстурные особенности) в основном определяются кварц-полевошпатовой составляющей. Замещение в них темноцветных минералов (например, биотита — карбонатом, серицитом или каолинитом) мало влияет на внешние особенности пород. Вместе с тем, как показывают результаты картирования, изменения, выражающиеся в замещении биотита, нередко захватывают значительные площади. Однако из-за слабой контрастности такие изменения либо вообще не учитываются, либо принимаются за фоновые (площадные) и не рассматриваются в качестве околорудных. За околорудные же изменения принимаются лишь преобразования пород, непосредственно примыкающие к рудоносным зонам, в которых отчетливо проявляется замещение вторичными минералами полевых шпатов. Такие зоны, как правило, имеют небольшую мощность, что и определяет ложный вывод о незначительной мощности околорудного ореола.

Б. Влияние состава вмещающих пород на мощность околорудных ореолов при процессах щелочного метасоматоза сказывается значительно слабее. Изучение щелочных метасоматитов убедительно показывает, что определяющее влияние на мощность ореолов в этих случаях имеет структурный фактор. Независимо от состава пород метасоматические преобразования за пределы участков дробления практически не распространяются.

Вместе с тем даже в условиях интенсивной циркуляции растворов в породах, лишенных глинозема (например, кварцитах, известняках), щелочной метасоматоз может вообще не проявиться. Изучение щелочных метасоматитов показывает, что метасоматические реакции сопровождаются в большинстве случаев уменьшением пористости, а это препятствует проникновению растворов в стороны от зон дробления.

В целом при прочих равных условиях для образования наиболее мощных ореолов щелочного метасоматоза наиболее благоприятны богатые кремнеземом породы типа гранитов, песчаников, липаритов; наименее благоприятны породы основного и ультраосновного состава. Более детальное рассмотрение этого вопроса вряд ли целесообразно, так как в основном мощность ореолов щелочного метасоматоза определяется размерами зон дробления и интенсивной трещиноватости, а состав исходных пород имеет резко подчиненное значение.

### *в. Физико-механические свойства пород*

Метасоматические изменения пород происходят при обязательном участии водных растворов. Следовательно, замещение минерала вторичными продуктами осуществляется лишь в том случае, если минерал соприкасается с гидротермальным раствором. Чем больше площадь соприкосновения и чем

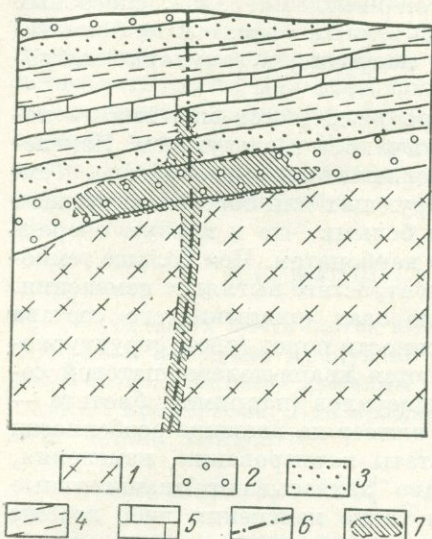


Рис. 13. Увеличение мощности ореола окolorудного изменения в высокопористых породах под экраном слабо проницаемых пород.

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — известняки; 6 — тектоническая трещина; 7 — измененные породы

от трещин. В результате образуется ореол измененных пород, в виде своего рода защитной оболочки, как бы предохраняющей неизменные породы от активного воздействия растворов. Постепенное увеличение мощности ореола будет способствовать замедлению скорости фронта метасоматического взаимодействия. Можно ожидать, что в этом случае образуется очень узкий ореол измененных пород. В этом ореоле вблизи трещины будут располагаться максимально измененные породы, отвечающие по составу условиям равновесия с гидротермальным раствором. В стороны от трещины должна наблюдаться четкая смена продуктов метасоматического изменения, отражающих последовательное затухание интенсивности процесса вплоть до неизменных пород.

Б. Вмещающая порода характеризуется очень высокой проницаемостью и пористостью. В этом случае гидротермальный раствор будет глубоко проникать в стороны от трещины, захватывая изменением большие массы пород. Большая площадь взаимодействия пород с раствором обусловит существенное влияние состава исходных пород на состав раствора. Это обстоятельство должно являться причиной относительно быстрой нейтрализации раствора. Для развития метасоматического процесса с образованием продуктов наиболее интенсивного метасоматического преобразования необходимо поступление новых (свежих) порций растворов. Очевидно, степень метасоматической проработки пород будет зависеть от скорости движения растворов и от продолжительности процесса. При достаточно большом объеме просачивающихся растворов должны образоваться значительные по мощности ореолы измененных пород.

интенсивнее движение растворов, тем полнее будут проходить метасоматические реакции. Этому в равной мере способствуют высокая пористость и проницаемость пород. Эти же факторы способствуют вовлечению в гидротермальное преобразование больших масс вмещающих пород. В ряде случаев высокопористые, высокопроницаемые породы служат путями движения растворов в той же мере, что и зоны разрывных нарушений, дробления и трещиноватости. Чтобы представить влияние физико-механических свойств пород на форму и размеры ореолов изменений, рассмотрим два крайних случая.

А. Циркуляция раствора осуществляется по трещине. Вмещающая порода характеризуется ничтожной проницаемостью и пористостью, приближающейся к нулю. В этом случае химическое взаимодействие раствора с породой будет происходить на поверхности стенок трещины. Если в процессе метасоматического преобразования пород пористость будет возрастать (как это часто и происходит), то фронт взаимодействия раствора с породой будет постепенно подвигаться в стороны

58 Вывод: наиболее интенсивные преобразования (по интенсивности мощности) можно ожидать в случае А.

В ряде случаев высокопористые легкопроницаемые породы (например, неметаморфизованные песчаники и туфы) сами служат путями движения растворов, выполняя роль разрывных нарушений. Особенно часто такие соотношения наблюдаются на пластовых месторождениях, приуроченных к неметаморфизованным песчаникам и конгломератам. Очевидно, в общем случае повышенная пористость и проницаемость пород будут способствовать вовлечению в метасоматическое преобразование больших объемов пород и более равномерной их проработке. При пересечении разрывным нарушением пород с резко различными физико-механическими свойствами становится особенно заметным влияние этих свойств на мощность и форму ореолов окolorудного изменения и рудных тел (рис. 13). Следует отметить, что высокопроницаемые породы отнюдь не всегда являются высокопористыми. Так, аргиллиты, алевролиты, филлиты, сланцы благодаря наличию трещин сланцеватости в большей мере способствуют проникновению растворов на значительное расстояние в сторону от питающих каналов.

Малокомпетентные породы, склонные к хрупким деформациям, могут оказывать на локализацию метасоматитов совершенно различное влияние. В тех случаях, когда они слагают крупные массивы, они выступают в роли жестких блоков (своеобразных «наковален»), вблизи контактов с которыми происходит интенсивное рассланцевание высококомпетентных пород. Такие условия благоприятствуют образованию мощных протяженных метасоматических ореолов в первую очередь благодаря значительной мощности зон рассланцевания.

Если же кристаллические малокомпетентные породы образуют небольшие по размерам тела среди пород, более склонных к пластичным деформациям, то они оказываются исключительно благоприятными для дробления, катаклаза, трещинообразования. В ряде случаев метасоматиты практически наследуют форму таких тел. Участки пересечения нарушениями даек, залегающих среди алевролитов — аргиллитов, благоприятны для образования широких зон брекчирования, а следовательно, для увеличения мощности метасоматитов и рудных тел (рис. 14).

Таким образом, физико-механические особенности пород влияют на форму и размеры метасоматических ореолов как непосредственно, так и косвенно через структурные элементы, особенности которых в свою очередь целиком определяются физико-механическими свойствами пород.

Следует подчеркнуть, что влияние физико-механических особенностей пород достаточно многообразно: в одних случаях большую роль играет

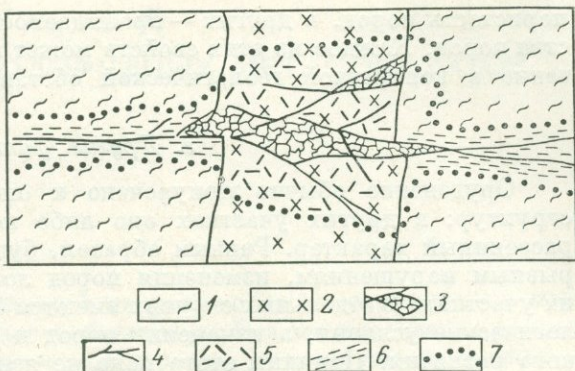


Рис. 14. Изменение особенностей строения тектонической зоны и мощности ореола окolorудного изменения при переходе из аргиллитов в дайку кварцевых диоритовых порфиритов.

1 — аргиллиты; 2 — кварцевые диоритовые порфириты; 3 — тектоническая брекчия; 4 — трещины и жилы; 5 — зона интенсивной трещиноватости; 6 — рассланцованные аргиллиты; 7 — контуры ореола измененных пород

пористость пород, в других — проницаемость, в третьих — прочностные свойства пород. Каждое из этих свойств может приобретать особенно большое значение в конкретной геологической обстановке.

### *в. Другие факторы*

Оруденение обычно приурочено к определенным участкам рудоносных структур; в других участках оно либо полностью отсутствует, либо имеет рассеянный характер. Равным образом, будучи в целом приуроченными к разрывным нарушениям, изменения пород локализуются лишь в определенных их участках. В отдельных случаях имеются благоприятные структурные и литологические условия, а изменения пород и оруденение не получают достаточного развития. Причины этого пока не ясны. Возможно, это связано со спецификой строения нарушений в более глубоких участках, с положением источника растворов в земной коре или какими-то другими факторами.

Очевидно, степень гидротермальной проработки пород зависит от объема просочившихся через них растворов и определяется скоростью движения растворов, размерами фронта движения, продолжительностью процесса. В случае незначительного объема растворов в гидротермальный процесс вовлекаются лишь участки пород, примыкающие к наиболее проницаемым зонам. Большие объемы растворов обуславливают вовлечение в гидротермальный процесс участков, находящихся на сравнительном удалении от основных питающих каналов. Соответственно размеры ореолов окolorудного изменения, а также их форма в значительной мере зависят от объема просочившихся растворов. Об относительной роли этого фактора мы можем судить по различной интенсивности проявления гидротермального процесса в различных участках рудного поля, месторождения, рудоносной зоны.

Температура растворов в значительной мере определяет их подвижность: чем она ниже, тем больше вязкость растворов, и, следовательно, тем в большей степени движение растворов контролируется трещинами. При повышенных температурах растворы приобретают способность проникать по межзерновым пространствам и порам, трещинкам спайности и т. д. Поэтому при более высоких температурах изменением захватываются большие объемы пород, а форма ореолов в меньшей степени зависит от узора структурных элементов.

В заключение следует подчеркнуть, что при оценке металлогенического и поисково-оценочного значения того или иного проявления гидротермального изменения пород очень важно учитывать влияние вышеотмеченных факторов. Действительно, при оценке перспективности различных участков в первую очередь заслуживают внимания те из них, в пределах которых гидротермальный процесс проявлен с максимальной интенсивностью. Естественно, об интенсивности процесса в первую очередь свидетельствуют размер ореола и степень метасоматического преобразования пород. Однако при равных размерах ореолов большего внимания заслуживает ореол в породах основного состава по сравнению с породами кислого состава, так как для его образования требуется процесс более высокой интенсивности. То же можно сказать об ореоле в малопористых породах по сравнению с таковыми в породах высокопористых. Конкретный геологический материал может внести существенные коррективы в эти общие положения.

## КЛАССИФИКАЦИЯ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Сравнение околорудных изменений на различных месторождениях показывает, что они имеют ряд отличных и общих черт. Без систематизации данных, накопленных по околорудно измененным породам, невозможно дать сколько-нибудь стройную и последовательную характеристику этих образований. Однако, к сожалению, пока еще не разработана классификация метасоматических пород, отвечающая современному состоянию изученности метасоматитов. Поэтому в решении III Всесоюзной конференции по околорудному метасоматизму (1972 г.), как и в решениях двух предыдущих (1963 г. и 1966 г.), отмечалось, что разработка классификации метасоматитов, охватывающей все многообразие их генетических типов, является одной из наиболее актуальных задач.

Созданная в 1956 г. В. А. Жариковым схема систематики метасоматических процессов на протяжении почти двадцати лет являлась единственной убедительной попыткой в этом направлении. Аналогичные попытки были предприняты Д. В. Рундквистом и И. Г. Павловой (1974), а также автором (Омельяненко, 1975). Однако в указанных работах приведены лишь схемы классификаций, иллюстрирующие определенные принципы подхода к проблеме.

В настоящее время общепризнано, что основным элементом систематики должна служить метасоматическая формация как совокупность определенного типа метасоматических пород, закономерно повторяющихся в природе, которая выражает определенный уровень организации материи. Принципы создания классификации метасоматических пород на формационной основе были намечены Д. С. Коржинским (1953, 1962), Н. И. Наковником (1959, 1963), развиты В. А. Жариковым (1956, 1959, 1965<sub>1, 2</sub>, 1966) и автором (Омельяненко, 1966, 1970, 1972, 1974, 1975). Тем не менее разработка классификации метасоматитов, охватывающей все многообразие их генетических типов, — одна из актуальнейших задач ближайшего времени.

Автор целиком разделяет главнейшие принципы систематики метасоматитов, четко сформулированные в работах В. А. Жарикова (1956, 1965<sub>1, 2</sub>). Суть их заключается в том, что классификации по характеру новообразованного минерала или привнесенного химического элемента не могут быть признаны удовлетворительными. Основное требование к генетической классификации состоит в том, чтобы метасоматические процессы рассматривались как совокупность изменений, происходящих в различных зонах метасоматической колонки под воздействием растворов определенного типа. В качестве главного интегрального элемента классификации В. А. Жариков предлагает взять метасоматическую формацию.

К сожалению, предложенная В. А. Жариковым схема классификации метасоматических процессов не вполне отвечает указанным принципам. Так, нетрудно убедиться, что в эту схему по существу включены все известные метасоматические процессы. Одни из этих процессов имеют формационное значение

(грейзенизация, скарнообразование и т. д.), другие — явно не могут рассматриваться как формационные (мирмекитизация, людвиговоое оруденение скарнов). Согласно данной схеме каждую из стадий минерализации следует рассматривать как петрогенетический процесс, приводящий к образованию метасоматической формации. Так, если в золоторудном гидротермальном процессе выделяются предрудная березитизация, золото-сульфидное оруденение и пострудные кварцевые или карбонатные жилы, то продукты этого процесса, согласно указанной классификации, попадут в три самостоятельные метасоматические формации.

В настоящее время установлено, что в любом гидротермальном процессе можно выделять предрудную, рудную и пострудную стадии и соответственно предрудный, рудосопровождающий и пострудный метасоматоз. Основные по масштабам метасоматические преобразования происходят в предрудную стадию. Именно они и определяют главнейшие формационные особенности метасоматитов. Метасоматоз рудной стадии хотя и осложняет строение метасоматических тел, но не приводит к принципиальному изменению их состава, так как накладывается преимущественно на центральные их части. Рудная стадия определяет металлогенетическую специализацию метасоматитов. Пострудная стадия в основном выражается в образовании жил и прожилков, частично метасоматически замещая и перерабатывая ранее образованное оруденение. Правомочно поэтому, рассматривая метасоматиты как таковые, говорить о метасоматической формации, а совместно с оруденением и о руднометасоматической или гидротермально-метасоматической формации (в понимании, например, Р. М. Константинова, 1973, или В. И. Рехарского, 1973).

Из вышесказанного следует, что одной из основных задач дальнейшего уточнения и развития систематики В. А. Жарикова является более четкое разграничение типов метасоматитов (или метасоматических процессов), имеющих и не имеющих формационного значения. Поэтому необходимо уточнить понятия «метасоматическая формация» и «метасоматическая фация» и обосновать критерии формационной самостоятельности метасоматитов.

### 1. Понятия «метасоматическая формация» и «метасоматическая фация»

Согласно определению В. А. Жарикова (1956; 1968<sub>1</sub>, с. 512), «метасоматическую формацию можно определить как совокупность метасоматических фаций, образованных в результате одного петрогенетического процесса (или одного, генетически единого, геологического процесса)». В этом определении отчетливо отражена основная суть формационного подхода. К сожалению, оно дает возможность как слишком узкой, так и чрезмерно широкой трактовки понятия. Остается неясным, что же следует считать «одним петрогенетическим процессом», а что генетически единым геологическим процессом. Очевидно, эти понятия сами нуждаются в определении.

Можно ли назвать, например, генетически единым весь послемагматический процесс в связи с интрузивным массивом гранитов? Если да, то к одной и той же метасоматической формации следовало бы относить скарны, альбититы, кварц-полевошпатовые метасоматиты, грейзены и др. Однако это определение не исключает возможности и значительно более узкой трактовки понятия «метасоматическая формация». Все зависит лишь от масштабов описываемых явлений. Отсюда и возможность различной трактовки понятия «единый петрогенетический процесс», а следовательно, и понятия «метасоматическая формация».

По мнению автора, под *метасоматической формацией* следует понимать совокупность метасоматических пород, характеризующихся рядом устойчивых (статистически устойчивых) признаков, которые выдерживаются в пределах крупных рудоносных провинций и повторяются в сходных геологических условиях в других районах. К таким признакам относятся: а) место в истории геологического развития района; б) наличие или отсутствие связи с определенным типом магматизма; в) особенности минерального и химического состава; г) металлогеническая и геохимическая специализация; д) условия локализации; е) закономерности строения метасоматических тел.

Каждая формация включает ряд фаций. Согласно определению В. А. Жарикова (1968<sub>1</sub>, с. 512), «метасоматическая фация представляет совокупность пород, образованных в различных зонах единой метасоматической колонки в результате воздействия растворов определенного этапа гидротермального цикла в определенных условиях температуры, глубинности (или давления), при определенном составе исходных пород, определенной подвижности компонентов и активности (концентрации или химическом потенциале) вполне подвижных компонентов в растворе».

Недостаток данного определения, по мнению автора, связан с включением в него условий образования фаций, которые не могут быть установлены прямыми наблюдениями. Вместе с тем фация — это реально существующая совокупность пород, которая может быть выявлена обычными методами петрографического исследования. Поэтому, соглашаясь с основным содержанием определения В. А. Жарикова, автор считает целесообразным дать более простую формулировку этого понятия.

*Метасоматическая фация* представляет собой совокупность метасоматических пород, образующих определенную метасоматическую колонку.

В конечном итоге только на основании анализа парагенезисов минералов, с учетом геологического положения метасоматитов и экспериментальных данных можно заключить, какие причины определяют специфику конкретной метасоматической колонки. Как правило, прямыми наблюдениями может быть определено влияние состава пород на фаціальное разнообразие метасоматитов. Что касается влияния давления, активностей вполне подвижных компонентов в растворе, то далеко не всегда удается доказать роль этих факторов в формировании того или иного типа колонки. Таким образом, каждая фация может быть определена конкретной метасоматической колонкой, а формация — совокупностью всех входящих в нее фаций.

## 2. Приложение критериев формационной самостоятельности к разным типам метасоматитов

Рассмотрим, в какой мере данное нами определение метасоматической формации справедливо для тех типов метасоматитов, формационная самостоятельность которых общепризнана, например для грейзенов. Так, достаточно определенно устанавливается связь грейзенов с кислыми и ультракислыми гранитными интрузиями, место грейзенообразования в ряду послемагматических процессов. При всем разнообразии фаций грейзенов специфика их минерального состава и химизм процесса характеризуются многими общими признаками. Наличие кварц-топазовой и кварц-мусковитовой ассоциаций, развитие турмалина, повсеместный вынос при грейзенизации натрия и кальция и многие другие особенности грейзенов хорошо известны. Не менее характерна металлогеническая (Sn, W, Be, Mo) и геохимическая специализация данной

формации. Условия локализации определяются приуроченностью грейзенов к апикальным экзо- и эндоконтактовым участкам интрузивов. Как правило, в районах развития гранитоидов грейзены встречаются на значительной по размерам территории (сотни и тысячи квадратных километров), слагая десятки и сотни отдельных метасоматических тел. Они известны во многих районах мира, где развиты интрузивы гранитов повышенной кремнекислотности (Наковник, 1954; Шерба, 1968; Рундквист и др., 1971; Об особенностях проявления грейзенизации..., 1966).

Целый ряд устойчивых признаков характерен и для вторичных кварцитов: связь с кислыми вулканогенными формациями, развитие типичных минералов (андалузит, корунд, пирофиллит, алунит); вынос в процессе образования вторичных кварцитов оснований и т. д. (Наковник, 1947, 1959, 1964; Коржинский, 1953). То же можно сказать и об известковых и магнезиальных скарнах, березитах и других формациях.

Вместе с тем некоторые из выделенных типов метасоматитов не отвечают предложенным критериям. Так, описаны (Измененные околорудные породы..., 1954) хлоритсодержащие, серицитсодержащие и другие типы метасоматитов. Их объединение проведено по одному единственному признаку — по присутствию хлорита или серицита. Очевидно, при группировке по такому признаку березиты следовало бы одновременно относить к серицитсодержащим, хлоритсодержащим, карбонатсодержащим породам. Такие минералы, как хлорит, серицит, эпидот и карбонат, могут присутствовать в самых разнообразных формациях (серицит присутствует во вторичных кварцитах, в березитах, в аргиллизитах, пропилитах и др.).

В качестве примера необоснованного выделения метасоматических формаций приведем так называемую формацию оксеталитов, выделенную Ю. В. Казицыным (1970). За первооснову выделения метасоматических формаций этот исследователь принимает известную систематику месторождений, согласно которой гидротермальные месторождения, связанные с гипабиссальными и субвулканическими интрузиями, подразделяются на высокотемпературные (500—300° С), среднетемпературные (300—200° С) и низкотемпературные (менее 200° С).

По мнению Ю. В. Казицына, формационная самостоятельность околорудных метасоматитов высокотемпературных и низкотемпературных месторождений определена: для первых — это грейзены, а для вторых — аргиллизиты. Что касается среднетемпературных месторождений, то их формационная самостоятельность неясна, в связи с чем он предлагает выделять формацию «оксеталитов». Название формации составлено из начальных букв наиболее типичных фаций — ортоклазовая, карбонатная, серицитовая, турмалиновая, альбитовая.

Вначале рассмотрим, насколько надежна систематика месторождений по температуре. А. Г. Бетехтин, применявший данную систематику (Курс месторождений..., 1964), отмечает условность указанных температур. Но дело не только в абсолютных значениях температур, но и в отсутствии строгих критериев для разделения низко- и среднетемпературных месторождений.

По поводу группировки месторождений по температуре В. И. Смирнов (1969) справедливо замечает, что «...температуру процесса и особенно глубину образования месторождений практически определить объективно очень трудно или невозможно; это приводит к тому, что месторождения подразделяются по признакам, не наблюдаемым, а предполагаемым», и, следовательно, «...признаки глубины и температуры образования не могут быть положены в основу

генетической классификации гидротермальных месторождений» (с. 325). Очевидно, классификация околорудных метасоматитов не может опираться на существующую систематику месторождений по температуре их образования. В основе любой классификации, в том числе и метасоматитов, должны лежать наблюдаемые факты.

Рассмотрим теперь вопрос о том, насколько правомочно считать околосильные аргиллизиты более низкотемпературными по сравнению с другими околорудными метасоматитами.

Устойчивость равновесия каолинит  $\rightleftharpoons$  серицит зависит не только от температуры, но и от рН и активности калия в растворе (Hemley, 1959). Температура отнюдь не всегда является определяющей, что подтверждается следующим фактом: процесс аргиллизации обычно завершается образованием серицита вместо каолинита. Очевидно, замещение каолинита серицитом на поздних (а следовательно, и более низкотемпературных) стадиях связано не с повышением температуры, а с возрастанием щелочности. В алюмосиликатных породах, тяготеющих к участкам развития карбонатных пород, вместо каолинита в процессе аргиллизации нередко образуется серицит, это связано с подщелачиванием растворов при их взаимодействии с известняками или доломитами. Суммируя имеющиеся в литературе данные по минеральным равновесиям и термодинамическим расчетам, можно уверенно считать, что каолинит устойчив по крайней мере до температуры 280° С, выше которой замещается пирофиллитом (Иванов и др., 1974). Следовательно, указание на каолинит как на признак низкотемпературности процесса весьма шатко.

Между тем для разделения низко- и среднетемпературных метасоматитов имеются более определенные критерии. «Минералогическим признаком перехода от среднетемпературной к низкотемпературной стадии можно принять разложение среднетемпературных силикатов кальция, именно эпидота, пренита, пумпеллита, актинолита, тремолита, причем становится устойчивой ассоциация любых карбонатов с кварцем» (Коржинский, 1953, с. 443). Кальцийсодержащие среднетемпературные метасоматиты всегда содержат эпидот, в то время как низкотемпературные метасоматиты характеризуются парагенезисом карбоната с альбитом и ортоклазом и карбоната с серицитом или каолинитом и кварцем (Жариков, Омеляненко, 1965).

Вместе с тем в формацию «оксеталитов», согласно Ю. В. Казицыну (1970, с. 150), «...наряду с определяющими серицитовой и гидрослюдистой минерализацией входят также другие: актинолитовая и тремолитовая, биотитовая и флогопитовая, хлоритовая, карбонатная, монтмориллонитовая, кварцевая, альбитовая, адуляровая, турмалиновая, сванбергитовая, каолинитовая и тальковая». Очевидно, с точки зрения приведенных критериев Ю. В. Казицыным в состав формации включены и низко- и среднетемпературные метасоматиты.

Легко убедиться, что в формацию «оксеталитов» Ю. В. Казицына попали различные типы метасоматитов, причем некоторые из них вполне сопоставимы по значимости с аргиллизитами. К ним относятся, например, березиты, гумбеиты и низкотемпературные натровые метасоматиты (эйситы), формационная самостоятельность которых нами уже обосновывалась (Омеляненко, 1972; Омеляненко и др., 1974). Ни для одной из этих формаций, однако, не характерны такие минералы, как тремолит, актинолит, турмалин. Поэтому можно утверждать, что в «оксеталиты» включены метасоматиты других формаций, такие как актинолититы (уралититы), тальк-карбонатные метасоматиты, турмалин-хлоритовые метасоматиты и др. Таким образом, выделенная

Ю. В. Казицыным формация «оксеталитов» отнюдь не способствовала прогрессу в разработке систематики метасоматических образований.

Следует подчеркнуть, что обоснование формационной самостоятельности того или иного типа метасоматических образований возможно лишь в том случае, если по данному типу уже накоплены значительные материалы, которые позволят выявить наиболее общие формационные особенности, свойственные этому типу. На фоне общих особенностей нетрудно увидеть фациальные черты, зависящие от локальных факторов, в частности состава вмещающих пород, специфики структурно-геологической обстановки каждого участка и т. д.

### 3. Схема классификации метасоматических формаций

Переходя к классификации метасоматитов, остановимся на наименованиях метасоматических формаций и принципах их группировки.

Для наименования метасоматических формаций несомненно наиболее удобны термины, характеризующие все многообразие пород, связанных с тем или иным метасоматическим процессом. К ним относятся магнезиальные и известковые скарны, грейзены, вторичные кварциты, прожилиты, березиты (листвениты), гидротермальные аргиллизиты, гумбеиты, фениты, зйситы. Вместе с тем в литературе широко используются термины, содержание которых зависит от наиболее характерного минерального или химического преобразования. К ним, например, относятся магнезиальные метасоматиты (биотитизированные породы), щелочные метасоматиты зон глубинных разломов, кварц-полевошпатовые, кальцит-хлоритовые, альбит-эгириновые, турмалин-хлоритовые и другие типы метасоматитов. Хотя термины не удачны, так как подчеркивают лишь одну из сторон процесса, некоторые из них получили значительно более широкое толкование.

Отдельные из названных такими терминами типов метасоматитов изучены и описаны с исчерпывающей полнотой, что позволяет полностью охарактеризовать их формационные черты. К ним относятся, например, натровые (щелочные) метасоматиты зон глубинных разломов или альбит-эгириновые метасоматиты (мариуполиты), связанные с нефелиновыми сиенитами. Некоторые термины прочно вошли в литературу, а в их содержание вложен формационный смысл, поэтому едва ли целесообразно производить их замену. Именно в широком формационном смысле использованы такие термины в предлагаемой схеме классификации метасоматитов (табл. 7).

В схеме не отражены некоторые достаточно хорошо изученные типы метасоматитов, которые ряд исследователей выделяют под названием самостоятельных метасоматических формаций. К такому типу, в частности, относятся так называемые апограниты, с исчерпывающей полнотой описанные А. А. Беусом с соавторами (Альбитизированные..., 1962; Беус, 1968). К апогранитам А. А. Беус относит граниты, преобразованные процессами альбитизации, кварц-полевошпатового метасоматоза и частично грейзенизации. Поэтому апогранитные альбититы, кварц-полевошпатовые метасоматиты и грейзены (см. табл. 7) полностью включают апограниты А. А. Беуса.

Кварц-ортоклазовое метасоматиты зон региональных разломов, выделяемые В. А. Рудником, Г. М. Беляевым и В. М. Терентьевым (1970), в рамках предложенной классификации попадают в кремнещелочные метасоматиты, связанные с гранитизацией в глубинных зонах земной коры.

В настоящее время для одних и тех же метасоматических образований в литературе нередко используются различные наименования. В предлагаемой

классификации нами использованы наиболее широко распространенные, в скобках же указаны другие названия метасоматитов, которые можно встретить в литературе.

Предлагаемая классификация метасоматических пород на формационной основе была разработана автором совместно с В. А. Жариковым и впервые доложена на IV Всесоюзной конференции по метасоматизму в 1976 г. Целью являлась разработка классификации метасоматитов, отражающей современный уровень их изученности. Предпринятые в этом отношении попытки последних лет (Рундквист и др., 1971; Омеляненко, 1972, 1975; Плющев, Ушаков, 1972, 1975; Рундквист, Павлова, 1974, 1975), как и получившие всеобщее признание основополагающие идеи (Коржинский, 1953; Жариков, 1956, 1968; Наковник, 1959, 1963, 1964), создают реальную основу для решения этой задачи. В основу предлагаемой классификации положены следующие принципы.

1. Классификационные категории отражают реально наблюдаемые в природе и выявляемые обычными геологическими методами метасоматические образования и характеризуют определенный уровень организации вещества. В приложении к метасоматитам это:

а) зона метасоматической колонки, представляющая природное тело, сложенное определенным парагенезисом минералов, находящихся в равновесии; кроме устойчивых минералов в метасоматических зонах могут присутствовать реликтовые, частично замещенные минералы;

б) метасоматическая колонка, представляющая собой совокупность метасоматических зон (парагенезисов минералов), расположенных в определенной последовательности; совокупность пород, формирующих одну метасоматическую колонку, рассматривается как метасоматическая фация; под воздействием растворов определенного типа на породы различного состава или на различных гипсометрических уровнях в породах сходного состава могут возникать разнообразные типы колонок;

в) метасоматическая формация, являющаяся главным элементом систематики;

г) группа генетически родственных метасоматических формаций — совокупность тесно генетически взаимосвязанных формаций, представляющих собой последовательные продукты развития единого петрогенетического процесса; примером группы сопряженных формаций могут служить метасоматиты, связанные с внедрением и послемагматической деятельностью гранитного интрузива — гранитизированные породы, роговики, продукты магнезиального метасоматоза (биотитизации), скарны, кварц-полевошпатовые метасоматиты, грейзены. Группы генетически родственных метасоматических формаций могут быть намечены в связи с интрузивами нефелиновых сиенитов, ультраосновных — щелочных пород, ультраметаморфическими процессами в докембрии и др.

2. Соответственно классификацию целесообразно строить в порядке: группы генетически родственных метасоматических формаций → метасоматические формации в той естественной последовательности, в которой они проявляются в природе, → фации.

3. Так как границы некоторых формационных типов в настоящее время недостаточно определены, а большинство формаций охарактеризовано неполным набором фаций, дальнейшее развитие классификации целесообразно проводить по пути строгого обоснования формационной самостоятельности отдельных типов метасоматитов и их типоморфных признаков, выделения типов метасоматических колонок или фаций. Названия фаций следует согласовывать с составом типоморфных парагенезисов.

Глубинность формирования	Этапы и стадии	Метасоматические формации	Характерные рудные элементы и минералы, образующие промышленные концентрации			Соприженные метасоматические процессы	
			синхронные	соприженные	наложенные		
Глубинных зон	Магматическая, ультра-метаморфическая	Группа генетически родственных формаций, связанных с гранитоидным магматизмом					
		1. Метасоматиты, связанные с гранитизацией (кремнещелочные метасоматиты, «метасоматические граниты»)					
	Послемагматическая (послеультраметаморфическая)	ранняя щелочная	2. Магнезиальные скарны, фации магматического замещения (гранитизации)	Fe			Гумитизация, амфиболизация, серпентинизация
			3. Магнезиальные скарны, фация постгранитизационных скарнов		Fe, B, флогопит	W, Mo, Sn, Be, Pb, Zn, Cu	
			4. Калиевые метасоматиты			Be, U, флюорит	
		5. Натриевые метасоматиты (альбититы, щелочные метасоматиты)			U	Окварцевание, карбонатизация, биотитизация, хлоритизация, гематитизация	
		кислотного выщелачивания и поздняя щелочная	6. Кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты			Nb, Ta	
	7. Кварц-силлиманит (кианит)-мусковитовые метасоматиты		Al	Al		Мусковитизация, альбитизация, калишпатизация	

Зон умеренных глубин	Магматическая	1. Метасоматиты, связанные с гранитизацией (фельдшпатизированные породы, кремнещелочные метасоматиты)					
		2. Магнезиальные скарны, фация Mg-скарнов магматического замещения		Fe, B, флогопит	W, Mo, Sn, Be, Pb, Zn, Cu	Тремолитизация, серпентинизация	
	Послемагматическая	ранняя щелочная	3. Магнезиальные метасоматиты (биотитизированные, амфиболизированные породы)				
			4. Известковые скарны		Fe, Cu, Co, As	Mo, W, Pb, Cu, Zn, Be, Au, B, U	Андрадитизация, актинолитизация, эпидотизация, хлоритизация
			5. Калишпатизированные граниты				
			6. Альбитизированные граниты	TR, Nb, Ta, Be, Zr	Sn, W		Микроклинизация, мусковитизация, окварцевание
		кислотного выщелачивания и поздняя щелочная	7. Кварц-полевошпатовые метасоматиты		Nb, Ta, Sn, W, Mo, Cu		Альбитизация, калишпатизация
			8. Грейзены		Be, W, Zn, Li, Mo, Be		Мусковитизация, альбитизация, калишпатизация
	9. Кварц-серицитовые метасоматиты			Mo, Cu, Pb, Zn, Au, Ag		Серицитизация, хлоритизация, карбонатизация	
	10. Кварц-турмалин-хлоритовые метасоматиты			Sn, Cu, Au, As		Турмалинизация, хлоритизация	
			11. Пропилиты, фация гипабиссальных пропилитов		Pb, Cu, Zn, Au, Ag, Mo		Адуляризация, карбонатизация, цеолитизация
			12. Вторичные кварциты (андалузитовый тип)	Al	Al		

Глубинность формирования	Этапы и стадии	Метасоматические формации	Характерные рудные элементы и минералы, образующие промышленные концентрации			Сопряженные метасоматические процессы
			синхронные	сопряженные	наложенные	
Зон умеренных глубин	Послемагматическая	кислотного выщелачивания и поздняя щелочная	13. Гумбениты		W, Au, U, Mo, Cu	Карбонатизация, пиритизация
			14. Березиты (листвениты)		Au, Pb, Zn, Cu, Ag, Sb, U, As, Ni, Co, флюорит	Пиритизация, карбонатизация, хлоритизация
			15. Аргиллизиты гидротермальные		Pb, Zn, Cu, Mo, W, U, Hg, As, Sb, флюорит	Серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация
			16. Эйситы (низкотемпературные натровые метасоматиты, кварц-альбитовые, альбит-карбонатные, альбит-гематитовые метасоматиты)		U, P, Mo, Zr	Хлоритизация, гематитизация
Вулканических и субвулканических комплексов	Магматическая					
	Послемагматическая	ранняя щелочная	1. Калиевые метасоматиты (калишпатиты)			
		кислотного выщелачивания и поздняя щелочная	2. Пропилиты		Pb, Cu, Zn, Au, Ag	Адуляризация, карбонатизация

Вулканических и субвулканических комплексов	Послемагматическая	кислотного выщелачивания и поздняя щелочная	3. Вторичные кварциты	Пирит, алузит	Алузит, Al, Cu, Mo, Au, Pb, Zn, Ag, Hg, Sb	
			4. Кварц-серицитовые метасоматиты		Mo, Cu, Zn, Au, Ag, Pb, Bi, As, Se, Te	Хлоритизация, карбонатизация
			5. Фумарольно-сульфатные аргиллизиты		Cu, Pb, Zn, Ag, Au	Карбонатизация, хлоритизация
	Магматическая	Группа генетически родственных формаций, связанных с габбро-перидотитами				
		1. Метасоматиты, связанные с габброизацией				
Послемагматическая	ранняя щелочная	2. Магнетитовые скарны, фация Mg-скарнов магматического замещения				
		3. Оливин-пироксеновые метасоматиты (оливинизированные, пироксенизированные породы)				
		4. Автораекционные скарны		Fe		Тремолитизация, хлоритизация, серпентинизация, пренитизация, эпидотизация
		5. Известковые скарны		Fe, Co, Cu, As		Андрадитизация, актинолитизация, эпидотизация, хлоритизация
			6. Контактново-реакционные метасоматиты, связанные с гипербазитами			

Глубинность формирования	Этапы и стадии		Метасоматические формации	Характерные рудные элементы и минералы, образующие промышленные концентрации			Сопряженные метасоматические процессы
				синхронные	сопряженные	наложенные	
Послемагматическая	кислотного выщелачивания и поздняя щелочная	7. Амфибол-хлоритовые метасоматиты (уралититы, актинолититы, метасоматические амфиболиты)		Cu, Ni		Хлоритизация	
		8. Серпентиниты	Асбест				
		9. Тальк-карбонатные метасоматиты		Cu, Co		Хлоритизация	
Магматическая	Группа генетически родственных формаций, связанных с щелочно-ультраосновными породами						
	1. Фениты (ийолитизированные породы)						
Послемагматическая	ранняя щелочная	2. Магнезиальные скарны; фация магматического замещения					
		3. Автореакционные скарны		P, флогопит		Тремолитизация	
		4. Флогопитовые метасоматиты	Флогопит				
Послемагматическая	ранняя щелочная	5. Камафориты	Fe, P	Zr	Nb, Ta, Zr	Кальцитизация	
		6. Карбонатиты				Флюоритизация, кальцитизация, эпидотизация, хлоритизация	
Магматическая	Группа генетически родственных формаций, связанных с щелочными породами						
	1. Фениты (спенитизированные породы)						
Послемагматическая	ранняя щелочная	2. Магнезиальные скарны; фация магматического замещения					
		3. Известковые скарны			Be, W	Актинолитизация, эпидотизация	
Послемагматическая	кислотного выщелачивания и поздняя щелочная	4. Альбититы (мариуполиты)	Nb, Ta, Zr, Th			Флюоритизация, апатитизация	
		5. Слюдисто-кальцитовые метасоматиты	Nb, Ta, Zr				
		6. Кальцит-цеолит-либнеритовые метасоматиты	TR <sub>Ce</sub>				

Примечание. В скобках указаны другие названия, встречающиеся в литературе.

4. Предлагаемая схема классификации опирается на следующие положения: а) концепцию об уровнях организации вещества; б) формационные основы систематики; в) теорию метасоматической зональности; г) образование генетически родственных метасоматических формаций как результат кислотно-щелочной эволюции послемагматических растворов.

Рассмотрим главнейшие особенности построения классификации. Подавляющее большинство известных типов метасоматитов характеризуется связью с теми или иными типами магматических образований. В одних случаях это связь непосредственная, генетическая, выражающаяся в исключительной приуроченности метасоматитов к магматическим телам определенного состава или их эндоконтактам; в других случаях это связь парагенетическая. Метасоматиты могут располагаться на значительном удалении от магматических тел, быть заметно оторваны по времени образования. Однако анализ материалов убедительно показывает, что метасоматиты образуются лишь в районах проявления магматизма, причем отчетливо прослеживается связь между типом метасоматитов и характером магматических образований, наиболее близких к ним по возрасту.

Таким образом, если одни метасоматиты образуются под воздействием послемагматических растворов, выделяющихся из конкретных магматических тел, то другие являются, вероятнее всего, результатом воздействия растворов, выделяющихся из магматических очагов. Последние служат не только источниками магм, поступающих в более высокие структурные этажи, но и послемагматических растворов, обычно формирующихся на стадии затухания тектоно-магматической деятельности. Следует подчеркнуть, что «теснота» связи метасоматитов с магматическими образованиями существенно варьирует: в одних случаях можно уверенно говорить о генетической связи, в других — об отсутствии таковой и возможной парагенетической связи, в третьих — есть основания предполагать наличие либо генетической, либо парагенетической связи.

В зависимости от типов магматических пород, с которыми связаны метасоматиты, выделено шесть групп генетически родственных метасоматических формаций. В каждой группе формации расположены по возможности в той естественной последовательности, в которой они проявлены в природе. Наибольшее число метасоматических формаций связано с гранитоидами. Как установлено, последовательные ряды метасоматических образований, формирующихся на различных глубинах, оказываются разными.

Поэтому в зависимости от глубины формирования выделены три группы генетически родственных метасоматических формаций, связанных с гранитоидным магматизмом; глубинных зон, зон умеренных глубин и вулканических и субвулканических комплексов. В три другие группы объединены соответственно метасоматиты, связанные с габбро-перидотитами, щелочно-ультраосновными и щелочными породами.

Предлагаемая схема дает представление о месте той или иной формации в ряду последовательных метасоматических образований. Выделяются магматический и послемагматический этапы формирования метасоматитов. В послемагматическом этапе выделяются три стадии: ранняя щелочная, кислотного выщелачивания и поздняя щелочная. С поздней щелочной стадией обычно связано рудоотложение и рудосопровождающий метасоматоз, непосредственно накладывающиеся на метасоматиты стадии кислотного выщелачивания и сопряженные с ними. Масштабы метасоматоза поздней щелочной стадии, как правило, незначительны, в связи с чем формационные особенности метасомати-

тов в основном определяются стадией кислотного выщелачивания. Предлагаемая классификация подчеркивает неразрывность связи метасоматитов стадий кислотного выщелачивания и поздней щелочной: характер метасоматических преобразований в позднюю щелочную стадию отражен в графе «сопряженные метасоматические процессы».

В предлагаемой классификации предпринята попытка отразить металлогеническую специализацию метасоматических формаций.

Процессы метасоматического преобразования и рудоотложение могут иметь следующие соотношения: а) происходить одновременно, причем оруденение локализуется в определенных зонах метасоматической колонки; б) оруденение формируется несколько позже метасоматитов, являясь естественным результатом эволюции единого гидротермального процесса (тип сопряженного оруденения); в) метасоматиты и оруденение не связаны генетически, однако первые по отношению к оруденению служат благоприятной вмещающей средой. Соответственно в схеме классификации выделены синхронные, сопряженные и наложенные рудные элементы.

В завершающие стадии гидротермального процесса характер метасоматических преобразований, как правило, существенно изменяется, отражая таким образом изменение физико-химических свойств растворов. Хотя масштабы развития поздних ассоциаций обычно незначительны, тем не менее они могут заметно усложнять строение метасоматических тел, особенно их центральных зон. Так, аргиллизация нередко сменяется гидрослюдизацией, шамозитизацией, карбонатизацией; грейзенизация — мусковитизацией, альбитизацией, калишпатизацией; березитизация — хлоритизацией и карбонатизацией и т. д. Как правило, именно с поздними минеральными образованиями очень тесно ассоциирует рудная минерализация. В силу этого в пределах метасоматитов определенной формации изменения, связанные с завершающими стадиями процесса, часто являются прямым поисковым признаком на рудную минерализацию. Следует подчеркнуть, что в литературе сопряженные минеральные ассоциации нередко описываются как производные самостоятельных гидротермальных процессов: в связи с этим неверно трактуются генетические соотношения главных и сопряженных минеральных ассоциаций между собой и с оруденением.

В ряде случаев минеральные ассоциации, связанные с сопряженными процессами, параллелизуются с самостоятельными метасоматическими формациями. Как установлено, например, апогранитные альбититы и кварц-полевошпатовые метасоматиты (называемые также альбитизированными гранитами, альбититами, апогранитами) формируются раньше грейзенов. В то же время грейзенизация нередко завершается сопряженной альбитизацией. Очевидно, без уточнения, с какой альбитизацией мы имеем дело, невозможно правильно судить о формационной принадлежности метасоматитов и их металлогеническом значении. Поэтому выделение сопряженных метасоматических процессов, свойственных каждой формации, представляется исключительно важным. Однако в предлагаемой классификации значительная часть сопряженных метасоматических процессов не получила отражения, в связи с чем соответствующая графа требует значительных дополнений.

По сравнению с предложенной ранее (Омельяненко, 1975) схемой систематики метасоматитов в рассматриваемом варианте классификации в большей мере отражены данные о связи метасоматических образований с магматизмом, глубинности их формирования, металлогенической специализации и сопряженных метасоматических процессах.

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ  
ФОРМАЦИЙ

Попытка рассмотрения главнейших формационных особенностей всех известных типов метасоматитов весьма актуальна. К сожалению, ограниченный объем работы позволил охарактеризовать лишь одиннадцать формаций предложенной классификации (см. табл. 7).

Одни метасоматические формации характеризуются достаточно узким спектром условий образования, другие — относительно широким. В связи с этим они располагаются в какой-либо одной из групп генетически родственных формаций либо входят в состав двух и более групп. Чтобы избежать повторов, полная характеристика каждой формации дана в пределах той группы, для которой она наиболее типична. При описании других групп указываются лишь отличия таких формаций, связанные со спецификой геологических условий формирования.

**1. Группа генетически родственных метасоматических формаций, связанных с гранитоидным магматизмом глубинных зон**

Для глубинных зон земной коры характерно широкое распространение продуктов ультраметаморфизма. Их образование происходит под воздействием глубинных сквозьмагматических растворов. Конечным результатом воздействия таких растворов на вмещающие породы является магматическое замещение с образованием гранитоидных расплавов. Магматические расплавы со сквозьмагматическими растворами могут в виде интрузий проникать на более высокие уровни либо оставаться в участках своего образования. В первом случае устанавливаются четкие интрузивные контакты с зонами закалки, апофизами, ксенолитами вмещающих пород и зонами ороговикования; во втором случае контакты с вмещающими породами нечеткие, расплывчатые, с признаками частичного расплавления пород — их интенсивного метасоматического преобразования. Кристаллизация расплавов и в том и в другом случае неизбежно приводит к отделению заключенных в них растворов. Претерпевая физико-химическую эволюцию, обусловленную в первую очередь падением температуры, эти растворы становятся неравновесными по отношению к гранитоидам, что и обуславливает развитие гидротермально метасоматических явлений. Эти явления принято называть послемагматическими.

Для этих явлений глубинных зон земной коры часто используются термины послеультраметаморфические или послегранитизационные. Важно подчеркнуть, что противопоставление понятий послемагматический процесс и послегранитизационный процесс не имеет смысла, ибо природа растворов, вызывающих эти явления, едина. В конечном счете это сквозьмагматические (трансмагматические) растворы, претерпевшие физико-химическую эволюцию.

Тем более неправомерно отнесение ряда типично гидротермальных послемагматических месторождений к классу метаморфогенных. Так, в классифика-

ции метаморфогенных месторождений, предложенной Я. Н. Белевцевым с соавторами (Генетическая классификация..., 1976), выделена группа послегранитизационных месторождений, куда попадают рудоносные альбититы, березиты и другие формации. По мнению этих исследователей, они возникают при затухании процессов ультраметаморфизма в данном структурном этаже и поступлении по зонам разломов, образовавшихся в консолидированных породах, термальных послеультраметаморфических растворов из более глубоких зон ультраметаморфизма.

Очевидно, предположение о поступлении минералообразующих растворов из более глубоких зон ультраметаморфизма также правомочно для подавляющей части типично гидротермальных послемагматических месторождений. Это, конечно, не дает оснований относить их к классу метаморфогенных. Основными особенностями этих месторождений, которые могут быть доказаны фактическими наблюдениями, являются их приуроченность к районам проявления гранитоидного магматизма и формирование под воздействием восходящих растворов в зонах разрывных нарушений после кристаллизации магматических расплавов. Из вышесказанного очевидно, что термины послемагматический и послегранитизационный следует рассматривать как синонимы. Последний термин лишь подчеркивает, что процессы минералообразования имеют место в районах с широким проявлением процессов гранитизации.

Таким образом, процессы гранитизации отмечаются не только на уровне глубинных зон, но и в зонах умеренных глубин, хотя и в значительно меньших масштабах. Они происходят в магматическую стадию процесса. Поэтому последующие явления минералообразования в равной мере могут быть названы и послемагматическими и послегранитизационными.

#### *а. Метасоматиты, связанные с гранитизацией*

Наиболее распространенные в литературе названия этих пород — гранитизированные породы, кремнещелочные метасоматиты, фельдшпатизированные породы, метасоматические граниты.

Образование метасоматитов данной формации происходит в магматическую стадию, в условиях подъема геоизотерм в результате внедрения магмы или надвигания фронта гранитизации. Метасоматизм магматической стадии захватывает различные вмещающие породы и вызывается растворами, выделяющимися из магмы, находящейся в жидком состоянии.

Метасоматиты магматической стадии отличаются две характерные особенности: 1) прогрессивный характер, т. е. нарастание температурности метасоматизма и метаморфизма и 2) интрузия или инъекция метасоматитов неизменным магматическим материалом.

Метаморфизм и метасоматизм магматической стадии проявляются в условиях различных глубин, однако масштабы их развития существенно различаются. В общем случае наиболее ярко и широко они проявлены в более глубоких условиях, в связи с мощными процессами гранитизации. Суть метасоматических явлений, связанных с гранитизацией, заключается в том, что, прежде чем расплавиться с образованием гранитной магмы, горные породы претерпевают метасоматические изменения, приближаясь по составу и структуре к гранитам. Чем значительнее отличия составов замещаемых горных пород и гранитов, тем существеннее их метасоматические преобразования. Соответственно метасоматиты, связанные с гранитизацией, представляют собой серию продуктов, переходных по составу между исходными породами и гранитами.

Например, при гранитизации пироксенита можно наблюдать замещение пироксена амфиболом и биотитом, калишпатом, плагиоклазом и кварцем. Количественные соотношения между новообразованными минералами резко варьируют даже в пределах незначительного по размерам участка. Порфиробласты полевых шпатов, содержащих многочисленные реликты минералов исходных пород, чрезвычайно характерны для метасоматитов этого типа.

В глубинных зонах переход филлитов к гнейсам сопровождается замещением слюд полевыми шпатами с привнесом щелочных металлов.

Если состав исходной породы близок к составу гранита (например, аркозовые песчаники, туфы липаритов и др.), метасоматические их преобразования практически не имеют места. Происходят лишь метаморфические превращения с образованием гнейсов в глубинных условиях и кварц-полевошпат-биотитовых роговиков на более высоких уровнях. Расплавление таких пород с образованием гранитной магмы осуществляется непосредственно, минуя предварительную метасоматическую подготовку.

Дальнейшие преобразования пород выражаются в выплавлении эвтектики. Если процесс не доходит до полного расплавления пород, образуются мигматиты, представляющие сложные комбинации магматических, метаморфических и метасоматических образований.

В общем виде инфильтрационная колонка, формирующаяся под воздействием гранитизирующих растворов, может быть представлена в следующем виде:

гранитная магма → контаминированная (загрязненная) гранитная магма → мигматит → метасоматически преобразованные породы → исходные породы.

Если исходные породы представлены глинистыми сланцами, то колонка будет характеризоваться следующим рядом:

гранитная магма → мигматит → гнейс и фельдшпатизированный гнейс → слюдяной сланец → филлит → глинистый сланец.

Для пород, богатых основаниями, колонка будет представлена следующим рядом:

гранитная магма → контаминированная (гибридная) гранитная магма → мигматит → фельдшпатизированный кристаллический сланец → кристаллические сланцы высоких и умеренных ступеней метаморфизма → эпидот-хлоритовые сланцы → исходные породы.

В петрографической литературе метасоматиты, связанные с гранитизацией, часто описываются под названием кремнещелочных метасоматитов или метасоматических гранитов. Последний термин представляется неудачным, так как вызывает необходимость вводить термин «магматический гранит», что неизбежно приведет к выделению метасоматических диоритов, гранодиоритов и т. д. Поэтому понятие «гранит» целесообразно целиком относить к магматическим породам. Их отличие от близких по составу метасоматитов заключается в особенностях структуры, связанной с определенной последовательностью кристаллизации минералов из расплава (гранитная структура).

С метасоматическими процессами, сопровождающими гранитизацию, не известно каких-либо достоверных примеров оруденения. Правда, в подклассе ультраметаморфических месторождений Я. Н. Белевцев с соавторами (Генетическая классификация..., 1976) выделяют группу палингенно-метасоматических, куда включают редкометальные, мусковитовые и другие пегматиты Восточной Сибири, Кольского полуострова и др. Всестороннее изучение пегматитов, проведенное многими исследователями, приводит к выводу об их обра-

зовании в регрессивные стадии процесса. Так, по мнению В. Д. Никитина (1968, с. 143), «превращение исходных пород в пегматиты совершалось главным образом под влиянием постмагматических растворов, поступавших в жилы с глубин». Детально характеризуя пегматиты Мамского района, отнесенные Я. К. Белевцевым в группу палингенно-метасоматических, В. Д. Никитин отмечает: все факты убедительно свидетельствуют о наложенности процессов образования пегматитовых масс на тела исходных гранитов и гранит-аплитов. Совокупность этих фактов столь убедительна, что не оставляет сомнений в справедливости данного вывода.

Таким образом, метасоматические явления, сопровождающие гранитизацию, по-видимому, следует считать безрудными. Рудоносные пегматиты формируются в регрессивные стадии процесса и их образование следует связывать с деятельностью послегранитизационных (послемагматических) растворов.

Продуктами кремнещелочного метасоматоза, по мнению В. А. Рудника, являются формации кварц-ортоклазовых и кварц-микроклиновых метасоматитов, формирующиеся выше уровня палингенно-метасоматического гранитообразования (Рудник и др., 1970; Рудник, 1975). Для глубинных условий выделяются кремнещелочные метасоматиты зон региональных разломов и регионально-площадные, а для умеренных глубин — контактовые. В. А. Рудник и Г. М. Беляев отмечают, что с указанными формациями бывает связана ураноториево-редкоземельная минерализация. К сожалению, убедительных доказательств формирования оруденения одновременно с гранитообразованием не приведено.

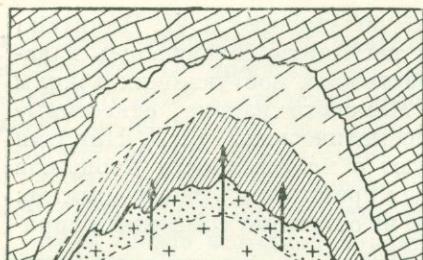
По мнению В. А. Рудника (1975), метасоматиты в конечном итоге связаны главным образом с трансмагматическими глубинными растворами, осуществляющими на более значительных глубинах гранитообразование. Приведенные по метасоматитам данные свидетельствуют об образовании выделенной В. А. Рудником формации кварц-ортоклазовых метасоматитов в магматическую стадию, а формации кварц-микроклиновых метасоматитов в послемагматическую стадию. Это тем более вероятно, что к продуктам метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматоза В. А. Рудник относит также образования регрессивной стадии, а именно кварц-альбитовые метасоматиты, альбититы, гумбеиты, которые несомненно формируются в послемагматическую стадию, связаны с воздействием послемагматических растворов. Они накладываются не только на вмещающие породы, но и на сами граниты, что не позволяет относить их к продуктам гранитизации.

Убедительных данных о рудообразовании одновременно и в связи с процессом гранитизации, как приходится признать, в настоящее время не имеется. Однако весьма важным результатом проявления этих процессов является образование магнезиальных скарнов, которые формируются при воздействии гранитизирующих растворов на доломиты.

Не исключено также, что с кремнещелочным метасоматизмом частично связана апатитовая минерализация Алданского щита (Копылов, 1976; Энтин, Киселев, 1976; Парфенов, Юдин, 1976).

### *б. Магнезиальные скарны*

Основная масса магнезиальных скарнов возникает в магматическую стадию в тесной связи с процессами гранитизации. В этом отношении их можно было бы рассматривать как фацию метасоматитов, связанных с гранитизацией, специфика которых обусловлена тем, что вмещающие породы представлены



доломитами. Однако магнезиальные скарны в абиссальных условиях частично формируются также в раннюю стадию послемагматического этапа, а в магматический этап не только в связи с гранитоидами, но также в связи со щелочными и основными породами. Таким образом, магнезиальные скарны имеют более широкий спектр условий формирования. Данное обстоятельство, как и специфика состава этих пород и особенно их металлогеническая и геохимическая специализация, позволяет выделять магнезиальные скарны в качестве самостоятельной метасоматической формации.

Типоморфные минералы магнезиальных скарнов — клинопироксены, форстерит, шпинель, магнетит, кальцит; для умеренных глубин характерен также периклаз, а для больших глубин — энстатит, гиперстен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат.

Магнезиальные скарны магматической стадии. Обра-

Рис. 15. Положение магнезиальных скарнов магматической стадии фации умеренных глубин.

1 — гранитная магма; 2 — контаминированная гранитная магма; 3 — магнезиальные скарны; 4 — мраморизованные и скарнированные доломиты (кальцифиры); 5 — доломиты. Стрелками показано направление движения сквозьмагматических растворов, приносящих кремнезем, глинозем и железо

зуются они на различных уровнях глубинности, за исключением субвулканических приповерхностных условий (Жариков, 1968<sub>2</sub>). Их формирование происходит при взаимодействии доломитов с растворами, вызывающими гранитизацию вмещающих толщ, либо выделяющимися из жидкой и кристаллизующейся магмы. Эти растворы приносят в доломиты кремний, алюминий, железо, выносят углекислоту, частично магний и кальций. По составу магнезиальный скарн оказывается ближе к граниту, чем доломит, и, следовательно, сущность процессов здесь та же, что и при формировании кремнещелочных метасоматитов, связанных с гранитизацией. Поэтому вполне правомочно мнение тех исследователей, которые магнезиальные скарны, образующиеся в связи с процессами гранитизации, рассматривают как фацию формации кремнещелочных метасоматитов. В. А. Рудник (1975), в частности, указывает, что породы, относимые к формации магнезиальных скарнов, представляют собой продукты различных фаций формации кварц-ортоклазовых метасоматитов.

Среди магнезиальных скарнов распространены преимущественно залежи, приуроченные непосредственно к контакту доломитов с магматическими породами (рис. 15). Как указывает В. А. Жариков (1968<sub>2</sub>), мощность залежей варьирует от сантиметров до сотен метров, однако наиболее обычны тела мощностью от одного до нескольких десятков метров.

Образование магнезиальных скарнов в магматическую стадию доказывают следующие факты: 1) магматические породы, контактирующие с магнезиальными скарнами, не подвергаются магнезиальному скарнированию; 2) магнезиальные скарны пересекаются апофизами и жилками магматических пород, не несущих следов магнезиально-скарновых изменений; 3) в связи с образованием магнезиальных скарнов магматические породы претерпевают такие эндоконтактные изменения (изменение котектических соотношений и состава расплава), которые происходят в условиях существования жидкого расплава (Жариков, 1968<sub>2</sub>).

В условиях больших глубин магнезиальные скарны развиваются не только в контактах с интрузивами, но и на значительном удалении от них в контактах с различными алюмосиликатными породами (гнейсами, сланцами), причем последние также скарнированы (рис. 16). При полном замещении доломитов скарнами далеко не всегда удается однозначно доказать, что они образованы в основном по доломитам.

Наложение же скарновых минералов на алюмосиликатные породы позволяет некоторым исследователям рассматривать магнезиальные скарны и скарнированные породы как продукты базификации, предполагая, что магний, железо и кальций высвобождаются при гранитизации, происходящей на более глубоких уровнях. Однако, как показывают детальные исследования, широкое развитие «базифицированных пород» характерно лишь для районов, где значительно распространены доломиты.

Для магнезиальных скарнов фации больших глубин не характерны абиссофобные минералы (периклаз, монтичеллит).

Заметные отличия магнезиальных скарнов фации высоких глубин, кроме значительно больших масштабов развития, выражаются также в строении колонок. Характерно постоянное присутствие пироксен-плаггиоклазовых пород и широкое распространение гиперстена. Наиболее обычны следующие колонки:

1. Алюмосиликатная порода (гранит, мигматит, скарнированный гнейс) → пироксен-плаггиоклазовая порода (пироксен + плаггиоклаз) → пироксеновый скарн (пироксен + шпинель + кальцит) → форстеритовый скарн (форстерит + шпинель + кальцит) → кальцифир (форстерит + шпинель + кальцит + доломит) → доломит.
2. Алюмосиликатная порода → гиперстен + плаггиоклаз → гиперстен + шпинель → форстерит + шпинель → форстерит + шпинель + кальцит + доломит → доломит.

При скарнировании гнейсов по данным Л. И. Шабынина (1960) наиболее обычны два типа колонок:

1. Аподоломитовый магнезиальный скарн → шпинель-пироксеновый скарн → пироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода → скарнированный гнейс → гнейс.
2. Аподоломитовый магнезиальный скарн → гиперстен-плаггиоклазовый скарн → гиперстен-ортоклазовая порода → скарнированный гнейс → гнейс.

Образование эндоскарнов сопровождается привнесом магния, выносом кремния, незначительным выносом глинозема.

Мощности отдельных зон обычно невелики — от нескольких сантиметров до нескольких метров (исключая зону кальцифира, достигающую десятков метров). Однако ввиду интенсивного проявления на площади многочисленных фронтов замещения в связи с неоднократным переслаиванием гнейсов и доломитов общая мощность магнезиально-скарновых зон достигает сотен метров, а общая площадь проявления процесса — десятков километров.

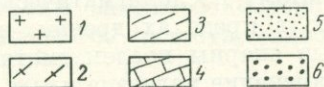
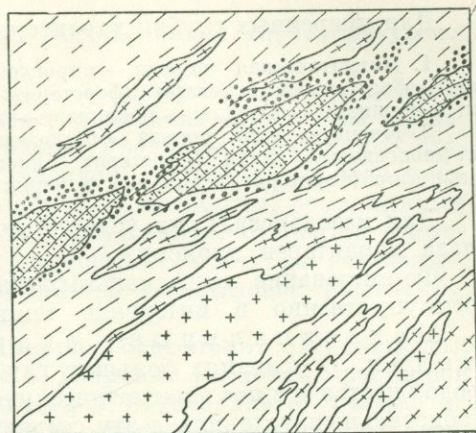


Рис. 16. Положение магнезиальных скарнов абиссальной фации.

1 — граниты; 2 — мигматиты; 3 — гнейсы; 4 — доломиты; 5 — экзоскарны; 6 — эндоскарны

Для умеренных глубин характерны следующие метасоматические колонки:

1. Магматическая порода → пироксеновый скарн ((пироксен + шпинель + кальцит) → форстеритовый скарн (форстерит + шпинель + кальцит) → кальцифир (форстерит + шпинель + кальцит + периклаз) → доломит.

2. Магматическая порода → пироксеновый скарн (пироксен + шпинель) → форстерит-диоксидовый скарн (форстерит + диоксид + шпинель) → форстеритовый скарн или кальцифир (форстерит + шпинель + периклаз + кальцит) → доломит.

Для мезоабиссальных условий колонки аналогичны, только вместо периклаза характерен диоксид.

Формирование магнезиальных скарнов магматической стадии происходит преимущественно в интервале температур 650—850°С (Жариков, 1968<sub>2</sub>).

Магнезиальные скарны послемагматической стадии. В условиях больших глубин образование магнезиальных скарнов продолжается и в послемагматическую стадию. Это объясняется тем, что только в абиссальных условиях в эту стадию магний обнаруживает инертное поведение. Поэтому послемагматические магнезиальные скарны встречаются исключительно в пределах древних щитов. В условиях умеренных глубин магнезиальные скарны послемагматической стадии отсутствуют. Здесь отмечается лишь изменение магнезиальных скарнов магматической стадии, выражающееся в образовании прожилков оливина, пироксена, развитии гумитов, серпентина и особенно в широкой флогопитизации скарнов.

Послемагматическое образование скарнов обосновывается проявлением магнезиального скарнирования гранитов и пегматитов.

Механизм формирования послемагматических магнезиальных скарнов существенно отличается. Глинозем и кремнезем здесь раствором не привносятся. При просачивании растворов по контакту доломитов и алюмосиликатных пород они здесь обуславливают их реакционное взаимодействие. В результате кремнезем начинает мигрировать в сторону доломитов, а кальций и магний в сторону алюмосиликатной породы. В условиях застойного или медленного просачивания растворов по порам пород возникают биметасоматические диффузионные скарны. В случае движения растворов по разрывным нарушениям, секущие доломиты и алюмосиликатные породы, перемещение компонентов происходит на более значительные расстояния. В результате образуются контактово-инфильтрационные скарны. Во многих случаях имеет место комбинация биметасоматических диффузионных и контактово-инфильтрационных скарнов.

По составу магнезиальные скарны послемагматической стадии более разнообразны. В. А. Жариковым (1968<sub>2</sub>) выделено четыре типа колонок:

1. Алюмосиликатная порода ← пироксен, плагиоклаз (или ортоклаз), скаполит ← пироксен, скаполит ← пироксен, шпинель ← пироксен → форстерит, кальцит → доломит.

2. Алюмосиликатная порода ← пироксен, плагиоклаз (или ортоклаз), скаполит ← пироксен, скаполит ← пироксен, паргасит ← пироксен, шпинель ← пироксен → форстерит, кальцит → доломит.

3. Алюмосиликатная порода ← пироксен, плагиоклаз (или ортоклаз), скаполит ← пироксен, скаполит ← пироксен, флогопит ← флогопит ← пироксен → форстерит, кальцит → доломит.

4. Алюмосиликатная порода ← пироксен, плагиоклаз (или ортоклаз), скаполит ← пироксен, скаполит ← пироксен, паргасит ← пироксен, флогопит ← флогопит ← пироксен → форстерит, кальцит → доломит.

Стрелки, направленные влево, отделяют зоны эндоскарнов, вправо — экзоскарнов.

Характерно, что привноса глинозема в экзоскарновую зону не происходит, этим послемагматические магнезиальные скарны отличаются от скарнов магма

тической стадии. Температурные условия их формирования характеризуются интервалом 450—600° С.

На магнезиальные скарны накладываются разнообразные более поздние изменения. Выделяются минералы, связанные с послемагматическим магнезиальным скарнообразованием и представляющие продукты завершенных стадий процесса (сопряженные ассоциации минералов), и минералы, связанные с наложением известкового скарнового процесса. К процессам, сопряженным с послемагматическим магнезиальным скарнообразованием, относятся флогопитизация, гумитизация, амфиболизация, серпентинизация, хлоритизация, бруситизация. С сопряженными процессами связано магнетитовое, людвигитовое (боратовое) и флогопитовое оруденение.

Магнезиальные скарны служат исключительно благоприятной средой для более позднего оруденения. Взаимодействие со скарнами кислотных растворов приводит к их быстрой нейтрализации, которая обуславливает отложение в скарнах рудных элементов. Так, наложение на скарны грейзенизации, березитизации, пропилитизации приводит к образованию шеелит-молибденового, шеелит-сульфидного, бериллиевого, полиметаллического, полисульфидного и золото-халькопиритового оруденения.

#### Полевошпатовые метасоматиты в разломах докембрийского фундамента

В различных районах СССР изучены полевошпатовые метасоматиты, с которыми связано бериллиево-тантало-ниобиевое, урановое, циркониевое, редкоземельное оруденение, а также флюоритовая или криолитовая минерализация. Наиболее яркая особенность этих метасоматитов — их приуроченность к глубинным разломам древних щитов и платформ и отсутствие видимой связи с конкретными магматическими телами.

В настоящее время отсутствуют крупные обобщения, всесторонне освещающие метасоматиты данного типа. В отдельных работах охарактеризованы либо отдельные рудные поля, либо конкретные рудоносные провинции. Выводы различных исследователей о взаимосвязи процессов полевошпатового метасоматизма и гранитизации, закономерностях эволюции гидротермально-метасоматических процессов, вертикальной зональности и других петрогенетических особенностях метасоматитов весьма противоречивы. Во многих случаях очень трудно решить, в какой мере описываемые особенности носят общий, а в какой — частный характер. Поэтому можно дать лишь весьма приближенную характеристику рассматриваемых образований.

В литературе описываемые метасоматиты получили разнообразные названия, которые подчеркивают либо состав метасоматитов, либо структурно-геологические условия их локализации, либо оба эти признака. Встречаются следующие названия: щелочные метасоматиты (Галецкий, 1968, 1971), щелочные метасоматиты докембрия (Кушев, 1970, 1972), гранитоидные щелочные метасоматические породы (Апельцин, Якушин, 1970; Архангельская, 1973), редкоземельные метасоматиты состава щелочных гранитов (Гинзбург, Кудрин, Архангельская, 1970; Силаев, 1972), гранитоподобные щелочные метасоматиты (Архангельская, Тулохонов, 1970), полевошпатовые метасоматиты (Гинзбург и др., 1973; Архангельская, Гинзбург, 1975), редкоземельные щелочные кварц-полевошпатовые метасоматиты зон регионального метаморфизма (Кудрин, 1972), палингенно-метасоматические апограниты (Галецкий, 1970), апограниты «прибайкальского» типа (Лобанов, 1970; Лобанов, Педяш, 1975); кварц-

полевошпатовые метасоматиты в разломах кристаллического фундамента (Казанский, 1972; Билибина и др., 1976). Приведенные названия не всегда являются синонимами, так как некоторые из них относятся не ко всей совокупности рассматриваемых метасоматических образований, а только к их части.

Полевошпатовые метасоматиты зон региональных разломов не однородны по формационным особенностям. Среди них можно выделить несколько самостоятельных формаций. Ф. Р. Апельцин, В. С. Кудрин и другие исследователи (О метаморфогенных полиформационных метасоматитах..., 1976) справедливо рассматривают их как полиформационные. А. И. Гинзбург, В. В. Архангельская и В. Т. Шацкая (1973) подчеркивают длительность периода формирования метасоматитов, в течение которого проявилось несколько стадий минералообразования. При этом метасоматиты различных стадий могут проявляться как совместно, так и изолированно (Архангельская, Гинзбург, 1975).

Анализ опубликованных данных, а также результаты личных исследований автора (О структурных и петрологических условиях..., 1968; Казанский и др., 1974) позволяют среди полевошпатовых метасоматитов, локализованных в крупных региональных разломах кристаллического фундамента, выделить три метасоматические формации: **калиевых метасоматитов**, **кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов**, **натриевых метасоматитов**. В одних случаях метасоматиты трех или двух формаций оказываются тесно переплетенными в пространстве, в других — резко преобладают образования какой-либо одной формации. Существенно варьируют интенсивность метасоматического преобразования, состав и структура замещаемых пород. Все это и определяет значительные отличия метасоматитов, описанных в различных районах и различными исследователями.

Следует отметить, что в последнее издание Геологического словаря (1973) В. А. Рудником введен целый ряд понятий, касающихся кварц-полевошпатовых метасоматитов. Им выделен формационно-генетический ряд кварц-полевошпатовых метасоматитов, в который входят следующие структурно-формационные ассоциации (ранее называемые семействами формаций, Рудник, Беляев, Терентьев, 1970): регионально-площадного распространения, зон региональных разломов, авто- и контактовых метасоматитов.

Среди метасоматитов зон региональных разломов выделено четыре формации: кварц-ортоклазовых, кварц-микроклиновых, кварц-альбитовых (альбититов) и кварц-адуляриновых (гумбеитов) метасоматитов.

Предпринятая автором попытка сопоставить описываемые полевошпатовые метасоматиты с кварц-полевошпатовыми метасоматитами зон региональных разломов В. А. Рудника позволила сделать следующие выводы.

а. Формация кварц-ортоклазовых метасоматитов частично соответствует описанной нами формации кремнещелочных метасоматитов, связанных с гранитизацией, однако включает также магнезиальные скарны, значительную группу метаморфических пород, в том числе и не содержащих полевых шпатов (Беляев, 1969; Рудник и др., 1970; Рудник, 1975).

б. Формация кварц-микроклиновых метасоматитов В. А. Рудника включает значительную группу метасоматических и, по-видимому, метаморфических пород. По упоминаемым исследователями парагенезисам (Беляев, 1975) можно предполагать, что в эту формацию входят описываемые нами полевошпатовые метасоматиты.

в. Формация альбититов, по-видимому, включает только породы метаморфического генезиса. Характерно, что типичные альбититы криворожского типа,

согласно представлениям В. А. Рудника, оказались не в фации альбититов, а в фации кварц-микроклиновых метасоматитов.

г. Фация гумбеитов полностью соответствует таковой, описанной в литературе (Коржинский, 1953). Метасоматиты данной фации характерны для умеренных глубин и рассматриваются нами отдельно.

Таким образом, полевошпатовые метасоматиты в разломах докембрия, несущие тантало-ниобиевую, бериллиевую и урановую минерализацию и описанные Ф. Р. Апелциным, А. И. Гинзбургом, В. С. Кудриным, В. В. Архангельской, В. И. Казанским, М. П. Лобановым, Л. С. Галецким, А. Е. Силаевым, Р. Т. Кушевым, Я. Н. Белевцевым, В. А. Крупенниковым, И. Г. Минеевой, Р. В. Голевой и многими другими исследователями, не могут быть параллелизованы с кварц-полевошпатовыми метасоматитами зон региональных разломов В. А. Рудника. По нашему мнению, В. А. Рудником в данное семейство включены самые разнообразные породы, формирующиеся в зонах разломов под воздействием гранитизирующих, метаморфогенных, послегранитизационных и типично послемагматических растворов.

Рассмотрим характерные особенности семейства фации полевошпатовых метасоматитов.

**Геологическое положение.** Формирование полевошпатовых метасоматитов тесно связано с процессами активизации фундамента платформ. В. И. Казанский (1972) отмечает, что кварц-полевошпатовые метасоматиты в крупных разломах фундамента наиболее характерны для процессов активизации, происходивших на границе раннего и среднего протерозоя. Для обозначения этих явлений им предложен термин «протоактивизация», а для соответствующих структурных элементов — «области протоактивизации». Специфической особенностью областей протоактивизации является проявление метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, внедрение рассланцованных габбро-порит-анортозитовых интрузий, гранитов рапакиви, щелочных габброидов.

Как считают А. И. Гинзбург с соавторами (1973, с. 12), «чаще всего месторождения, представленные полевошпатовыми метасоматитами, связаны с верхнепротерозойской активизацией архейских или нижнепротерозойских толщ, реже они являются герцинскими и встречаются в породах верхнепротерозойского фундамента (Полярный Урал)».

Анализ данных позволяет заключить, что полевошпатовые метасоматиты в ограниченных масштабах начинают формироваться в связи с активизацией эпиаrchейских платформ в раннем протерозое; в наиболее значительных масштабах образуются в среднем протерозое; достаточно широко проявлены в связи с верхнепротерозойской активизацией, относительно слабо — в более поздние эпохи.

Полевошпатовые метасоматиты в пределах отдельных древних платформ могут возникать на различных стадиях их активизации. Так, в пределах одной платформы была отмечена следующая последовательность формирования метасоматитов: а) с ультраметагенной активизацией в конце раннего протерозоя связано формирование высокотемпературных ураноносных калиевых метасоматитов (Крупенников, 1976; Омельяненко и др., 1976); б) в процессе активизации в среднем протерозое сформировались ураноносные натровые метасоматиты (О структурных и петрологических условиях..., 1968); в) с верхнепротерозойской активизацией связаны бериллиеносные калиевые метасоматиты (Галецкий, 1971; Особенности ураноносных и бериллиеносных..., 1976).

Образование полевошпатовых метасоматитов в Западном Прибайкалье связано с процессом среднепротерозойской активизации архейско-нижнепроте-

розойского фундамента (О метаморфогенных полиформационных метасоматитах..., 1976). В ряде случаев возраст процессов активизации и полевошпатовых метасоматитов остается дискуссионным.

**Структурное положение.** Структурное положение полевошпатовых метасоматитов определяется их локализацией в крупных региональных разломах кристаллического фундамента. Эта особенность отмечена всеми исследователями (Апельцин и др., 1967; О структурных и петрологических условиях..., 1968; Белевцев, Гречишников и др., 1968; Кушев, 1970, 1974; Кудрин, 1972; Лобанов, 1970; Гинзбург и др., 1973; и др.). Разломы в большинстве случаев имеют древнее заложение и характеризуются длительной историей развития. А. И. Гинзбург с соавторами (1973) подчеркивают, что метасоматиты располагаются в зонах глубинных разломов древнего в основном докембрийского заложения. Рудные метасоматиты формируются, как правило, значительно позже периода заложения таких зон, в связи с их последующей активизацией. В. И. Казанский (1972) отмечает, что протерозойские разломы протягиваются на многие сотни километров в пограничных и внутренних частях древних платформ, в одних районах подчиняются направлению архейских структур, в других — разделяют блоки с разным планом архейской складчатости, в третьих — наследуют положение протогеосинклинальных прогибов и эпикратонных впадин.

**Связь с магматизмом.** Все исследователи отмечают отсутствие связи полевошпатовых метасоматитов в разломах докембрийского фундамента с конкретными магматическими телами. В этом отношении описываемые метасоматиты противопоставляются «апогранитам» А. А. Беуса (Беус, Залашкова, 1962), которые развиваются в куполах гипабиссальных интрузий гранитоидов, являясь результатом воздействия послемагматических растворов. Подчеркивая близость пород по составу, Л. С. Галецкий (1970) предлагает «апограниты» А. А. Беуса называть «ортомагматическими апогранитами», а описываемые полевошпатовые метасоматиты — «палингенно-метасоматическими апогранитами».

Отмечая отсутствие непосредственной связи с гранитоидными массивами, А. Е. Силаев (1972) предлагает называть полевошпатовые метасоматиты в разломах докембрия «автономными».

Независимость развития полевошпатовых метасоматитов от пространственной позиции и условий становления гранитов аргументирована очень убедительно и в настоящее время сомнений не вызывает.

**Связь с ультраметаморфизмом.** Постоянное нахождение полевошпатовых метасоматитов среди метаморфизованных и гранитизированных пород указывает на наличие связи между процессами ультраметаморфизма и полевошпатового метасоматизма. Однако эта связь различными исследователями понимается по-разному. В. А. Рудник (1975) и Г. М. Беляев (1969) считают, что генетически кварц-полевошпатовые метасоматиты связаны с процессом палингенно-метасоматического гранитообразования, развивавшегося на больших глубинах под воздействием трансмагматических растворов, которые выше зоны гранитизации переходили в пневматолито-гидротермальные растворы, дававшие начало интенсивному щелочно-кремниевому метасоматозу. При переходе к более высоким гипсометрическим уровням процессы гранитизации сменяются образованием полевошпатовых метасоматитов, причем расположение формационных типов в пространстве отражает постепенное понижение температуры снизу вверх, проявляясь в мезозональности. К сожалению, ни наличие мезозональности, ни одновременность формирования редкометальных метасо-

матитов и гранитизированных пород не обосновываются, что делает эту концепцию весьма гипотетичной.

По мнению М. П. Лобанова (Лобанов, 1970; Лобанов, Педяш, 1975), формирование гидротермально-метаморфогенных рудоносных растворов обусловлено расплавлением гнейсового субстрата, в процессе которого высвобождалась вода и рудные компоненты. Эти растворы, поступая в верхнюю структурную зону, при общем понижении температуры и изменении рН производили метасоматоз и рудоотложение.

Несколько более осторожно высказывается по этому вопросу В. С. Кудрин (1972). Он отмечает, что метасоматоз развивался после прогрессивного метаморфизма непосредственно вслед за сопровождающей его палингено-метасоматической гранитизацией, захватывая как продукты деятельности последней, так и окружающие метаморфические породы. Следовательно, метасоматоз следует связывать с воздействием растворов, участвовавших и эволюционировавших в процессе гранитизации, что позволяет считать их послегранитизационными метаморфогенно-гидротермальными. Вместе с тем, как подчеркивает В. С. Кудрин, продуктивный метасоматоз не является неизбежным следствием развития послегранитизационного процесса, он скорее представляет частный случай, нарушающий обычное течение процесса, и имеет узлокальное развитие, проявляясь только в зоне глубинного разлома.

Таким образом, с одной стороны утверждается послегранитизационная природа растворов, с другой признается необходимость каких-то особых условий для образования растворов. Последний вывод несомненно справедлив хотя бы потому, что по сравнению с гранитизированными породами полевошпатовые метасоматиты распространены крайне спорадически и узлокально.

Я. Н. Белевцев (1972) рассматривает метасоматиты как результат воздействия послегранитизационных растворов, которые поступали в разломы из глубинных зон ультраметаморфизма. Говоря о соотношении полевошпатового метасоматоза с ультраметаморфизмом, необходимо подчеркнуть разрыв этих процессов во времени. Данные В. И. Казанского, В. А. Крупеникова, Б. И. Омеляненко, А. К. Прусса (О структурных и петрологических условиях..., 1968) показывают, что в районе развития ураноносных альбититов после ультраметаморфизма имел место дислокационный метаморфизм с образованием бластомилонитов и бластокатаклизитов в условиях альмандин-амфиболитовой фации, затем были образованы катаклизиты и милониты в условиях зеленосланцевой фации (диафторез). Ураноносные натриевые метасоматиты наложены на эпидот-хлоритовые катаклизиты — милониты и по условиям образования резко отличаются от вмещающего ультраметаморфического комплекса пород.

По мнению В. Г. Кушева (1970), разрыв во времени между образованием вмещающих пород и метасоматитов может быть весьма значительным по радиологическим данным — до 300 млн. лет и более.

А. И. Гинзбург с соавторами (1973) отмечают, что процессы метасоматоза протекают, как правило, в позднем периоде активизации и накладываются на уже интенсивно метаморфизованные, а иногда и катаклизированные породы различного состава. Представляется логичным связывать процессы полевошпатового метасоматоза с деятельностью послегранитизационных (послемагматических) растворов, выделяемых из более глубинных зон кристаллизующейся магмой.

Различия в геологическом положении полевошпатовых метасоматитов в разломах докембрия и полевошпатовых метасоматитов («апогранитов»),

связанных с гипабиссальными интрузивами, вполне объяснимы, если учесть глубины их формирования. Действительно, в условиях умеренных глубин отделение послемагматических растворов происходило в условиях относительно высокого температурного градиента и меньших давлений. В результате изменение физико-химических параметров и нарушение равновесия с материнскими породами осуществлялось относительно быстро, в связи с чем процессы полевошпатового метасоматоза интенсивно проявились в эндоконтактных частях массивов. Этим, по-видимому, объясняется теснейшая пространственная связь «апогранитов» А. А. Беуса с материнскими интрузиями.

В глубинных зонах земной коры градиент температуры и условия дегазации растворов были незначительными. В результате существенное нарушение физико-химического равновесия достигалось лишь на значительном удалении от мест отделения растворов, что и определило пространственный разрыв материнских гранитов и полевошпатовых метасоматитов. Важно отметить, что многими исследователями отмечаются площадные, слабопроявленные процессы полевошпатового метасоматоза в гранитоидах. Так, Л. С. Галецкий (1971), а также Р. В. Голева с соавторами (Особенности ураноносных и бериллиеносных..., 1976) выделяют два этапа метасоматоза — региональный автосоматический и более поздний — локальный. В каждом этапе выделены три стадии: калишпатизация, альбитизация и грейзенизация.

Очевидно, автосоматоз обязан взаимодействию гранитов с остаточными послемагматическими растворами; локальный приразломный — взаимодействию тех же гранитов с послемагматическими растворами той же природы, но поступившими из более глубоко расположенных и позже кристаллизовавшихся магматических тел.

Таким образом, очевидно нет серьезных оснований для противопоставления послегранитизационных (метаморфогенных) полевошпатовых метасоматитов послемагматическим «апогранитам». Наблюдающиеся отличия вполне объяснимы, если учесть различную глубину их формирования.

**М а с ш т а б ы п р о я в л е н и я.** В целом полевошпатовый метасоматоз в разломах докембрия характеризуется значительными масштабами. На протяжении регионального разлома, как правило, отмечается несколько участков развития полевошпатовых метасоматитов, разделенных интервалами с отсутствием или очень слабым развитием метасоматических явлений. Расстояния между отдельными участками могут достигать десятков и даже сотен километров.

Размеры отдельных тел полевошпатовых метасоматитов существенно варьируют, однако в целом они весьма значительны. Автором наблюдались тела натриевых метасоматитов мощностью в десятки и сотни метров. Нередко встречаются субпараллельно расположенные тела с суммарной мощностью, превышающей километр. В. С. Кудрин (1972<sub>2</sub>) отмечает, что суммарная мощность метасоматических тел, представляющих фактически единые залежи метасоматитов переменного состава и строения, достигает 1,0—1,5 км, а иногда и более.

Для редкометальных полевошпатовых метасоматитов, изученных Л. С. Галецким (1970), характерны размеры тел в первые метры, протяженность по простиранию составляет десятки и сотни метров. Данные о глубине распространения метасоматитов отрывочны. В. С. Кудрин (1972<sub>1</sub>) отмечает, что кварц-полевошпатовые метасоматиты Сибирской платформы прослеживаются без уменьшения степени метасоматоза до глубины 300—350 м, а местами и 600 м.

Изученные нами тела натриевых метасоматитов прослежены на глубину

2 км. Сопоставление различных тел натриевых метасоматитов с учетом зональности их строения позволяет предполагать их протяженность по падению до 3,5 км. При этом происходит закономерная смена фаций по температуре. Большая практическая значимость рудоносных полевошпатовых метасоматитов определяется в значительной степени большими размерами метасоматических тел.

Убедительных данных о глубине формирования метасоматитов не имеется. Ф. Р. Апельцин с соавторами (Апельцин и др., 1967, Гинзбург, Апельцин, 1970), со ссылкой на В. В. Архангельскую, (1968) пришли к выводу, что рассматриваемые редкометалльные метасоматиты по сравнению с другими типами редкометалльных месторождений формируются на более значительных глубинах. Однако приведенные цифры в 3—4 км и, возможно, несколько более следует считать ориентировочными. По крайней мере огромная протяженность метасоматических тел по падению заставляет предполагать и значительно больший диапазон глубин формирования.

Особенности минерального и химического состава. Минеральный и химический состав метасоматитов не однородны. Так как исходные породы в большинстве случаев характеризуются гранитоидным составом (граниты, гнейсы, мигматиты, пегматиты), можно заключить, что влияние исходного состава пород не является определяющим. Основное значение несомненно имеют интенсивность метасоматического преобразования, формационный тип процесса, масштабы проявления и реальные сочетания продуктов различных стадий гидротермально-метасоматического процесса. Как позволяет заключить анализ имеющихся данных, в процессах образования полевошпатовых метасоматитов намечаются три тенденции: а) к образованию существенно микроклиновых, б) кварц-альбит-микроклиновых и в) альбитовых пород. Соответственно в первом случае соотношение К/Na резко возрастает, во втором — сохраняется в пределах примерно соответствующих составу исходных пород, в третьем — резко уменьшается. Цветные минералы представлены щелочными амфиболами и (или) пироксенами, а также слюдами. Кварц в процессе метасоматического преобразования ведет себя по-разному: частично или полностью замещается полевыми шпатами либо сохраняется в первоначальных количествах; в первом случае характерны вынос кремнезема и привнос глинозема, во втором — незначительные колебания в содержании указанных компонентов. Замещение олигоклаза альбитом или микроклином обуславливает вынос из пород кальция. Весьма характерно увеличение содержания окисного железа за счет закисного. Что касается других особенностей полевошпатовых метасоматитов, то они существенно отличаются для различных формаций.

Закономерности строения метасоматических тел. Все исследователи указывают на наличие зональности в строении метасоматических тел. В большинстве случаев описываемая зональность представляет комбинацию синхронной и топохронной зональности. Так, А. И. Гинзбург с соавторами (Гинзбург и др., 1973; Архангельская, Гинзбург, 1975) указывают, что во многих районах периферические зоны метасоматических тел представлены существенно калишпатовыми породами, промежуточные — альбит-микроклиновыми с щелочными амфиболами и эгирином, а центральные — грейзенами и существенно кварцевыми породами. Хотя данный тип зональности действительно отмечается, его нельзя рассматривать в качестве общей закономерности. Данная зональность является топохронной и характеризует закономерное расположение в пространстве продуктов различных

стадий гидротермально-метасоматического процесса. При этом по мере его развития захватывались все более узкие участки пород.

Однако совмещение в пространстве нескольких формационных типов метасоматитов отмечается не всегда. Нередко полевошпатовые метасоматиты представлены либо целиком одной формацией, либо одна из них резко преобладает. В этих случаях устанавливается синхронная горизонтальная зональность, которая особенно детально изучена для натриевых метасоматитов (Казанский и др., 1974; О структурных и петрологических условиях..., 1968; Кушев, 1972).

В отношении вертикальной зональности сведения крайне отрывочны. Наиболее убедительные данные здесь имеются в отношении ураноносных натриевых метасоматитов.

Переходя к характеристике конкретных метасоматических формаций, напомним, что среди полевошпатовых метасоматитов в разломах докембрия представляется возможным выделить три формации: калиевых метасоматитов (микроклинитов), кварц-альбит-микроклиновых (калинатровых или двуполевошпатовых) метасоматитов, натриевых метасоматитов (альбититов). По-видимому, только в отношении формации натриевых метасоматитов можно утверждать, что их формационная самостоятельность всесторонне обоснована, в отношении двух других пока остается много неясного.

#### *в. Калиевые метасоматиты*

Послемагматическая калишпатизация пород в пределах и вблизи разломов докембрия распространена достаточно широко. Во многих случаях она тесно переплетена в пространстве с калишпатизацией пород магматической стадии. Послемагматическую микроклинизацию отличает следующее: а) она накладывается на все ультраметаморфические породы, в том числе граниты и пегматиты, проявляясь также в участках, претерпевших катаклаз; б) характерна очень неравномерная интенсивность проявления, причем участки сгущения порфирибластов калиевого полевого шпата четко тяготеют к зонам дробления вмещающих пород и к трещинам; в) послемагматический микроклин характеризуется отсутствием или очень слабым развитием пергитов распада.

В большинстве случаев интенсивность развития калиевого метасоматоза невелика. Хотя процесс и захватывает большие объемы пород, он приводит лишь к образованию рассеянных порфирибластов микроклина, не изменяя решительным образом структуру и минеральный состав пород. Существенного повышения концентрации рудных элементов при этом не происходит.

Случаи проявления калиевого метасоматоза высокой интенсивности с образованием рудоносных калишпатитов относительно редки. Лишь одно из описанных в литературе месторождений можно связывать с формацией калиевых метасоматитов. Это месторождение бериллия, охарактеризованное в ряде публикаций Л. С. Галецкому (1968, 1970, 1971) и В. Т. Шацкой (1975). Как особый тип бериллиевых месторождений оно также упоминается в ряде обобщающих работ (Гинзбург, Апельцин, 1970; Гинзбург и др., 1973; Архангельская, Гинзбург, 1975). Приведенные в литературе материалы явно недостаточны для характеристики формационных особенностей метасоматитов. Особенно противоречивы данные об относительной роли калиевого и натриевого метасоматоза. Некоторые из приведенных данных ставят под сомнение правомочность их отнесения к формации калиевых метасоматитов.

Так, согласно Л. С. Галецкому (1968), среднее содержание щелочей в полевошпатовых метасоматитах составляет:  $\text{Na}_2\text{O}$  4—5%,  $\text{K}_2\text{O}$  6—7%. В. Т. Шац-

кая (1975) указывает содержание альбита в рудоносных метасоматитах 30—60%, а щелочей  $\text{Na}_2\text{O}$  6,05% и  $\text{K}_2\text{O}$  6,12%. Она также подчеркивает, что гентгельвин I образуется к концу процесса альбитизации и приурочен чаще всего к участкам интенсивной альбитизации микроклина. Как можно заключить из этих данных, процессы калиевого и натриевого метасоматоза вполне сопоставимы по масштабам, в связи с чем название «калиевые метасоматиты» не приемлемо для описываемых образований. Мало того, на основании этих данных можно сделать вывод, что бериллиеносные метасоматиты по формационным особенностям аналогичны альбит-микроклиновым (натрий-калиевым) метасоматитам с тантало-ниобиевым оруденением, вследствие чего их отнесение к разным формациям лишено оснований.

Каковы же те факты, которые позволяют настаивать на необходимости выделения бериллиеносных калиевых метасоматитов в качестве самостоятельной метасоматической формации? Как указывает Л. С. Галецкий (1968, с. 4), бериллиеносные метасоматические образования «...представлены жилородными телами щелочных метасоматитов — микроклинитов...». По мнению В. Т. Шацкой, «...минералообразование на месторождении проходило в условиях высокой щелочности при преобладающей роли калия». Р. В. Голева с соавторами (Особенности ураноносных и бериллиеносных..., 1976) отмечают, что бериллиевая минерализация связана с микроклинизацией (гентгельвин I) и стадия альбитизации проявлена слабо.

Особо следует подчеркнуть вывод В. В. Архангельской и А. И. Гинзбурга (1975) о необходимости выделения среди полевошпатовых метасоматитов по крайней мере трех рудных формаций: 1) тантало-ниобиевой, характеризующейся существенно альбит-микроклиновым составом пород с подчиненным количеством кварца; 2) бериллиевой с существенно микроклиновыми породами, в которых альбитизация и окварцевание развиты спорадически; 3) урановой, связанной с существенно альбитовыми породами — альбититами. Данный вывод полностью соответствует развиваемым нами представлениям о том, что в семейство формаций полевошпатовых метасоматитов в разломах фундамента входят три самостоятельные метасоматические формации, а именно: калиевых, кварц-альбит-микроклиновых и натриевых метасоматитов. Первой свойственна бериллиевая и, возможно, урановая металлогеническая специализация, второй — тантало-ниобиевая, третьей — урановая.

В свете высказанных положений вопрос о правомочности выделения самостоятельной формации бериллиеносных калиевых метасоматитов является кардинальным. При его решении большую помощь оказало специальное изучение метасоматитов, проведенное К. В. Прохоровым. Полученные результаты позволяют утверждать: а) главнейшие формационные особенности околорудных метасоматитов связаны с процессами калиевого метасоматоза, б) конечным продуктом метасоматического преобразования являются микроклиниты и в) метасоматиты данного месторождения существенно отличаются от полевошпатовых метасоматитов, сопровождающих тантало-ниобиевые месторождения.

Описываемое бериллиевое месторождение располагается в окраинной части докембрийского щита и приурочено к крупной линейной зоне смятия протяженностью около 200 км. Формирование бериллиеносных метасоматитов происходило в поздние стадии верхнепротерозойской активизации (850—1000 млн. лет). Связанные с активизацией процессы гранитизации обусловили образование субщелочных существенно калиевых гранитов. Граниты претерпели площадные аутометасоматические изменения, выразившиеся в микроклинизации, альбитизации и окварцевании. Эти изменения относятся

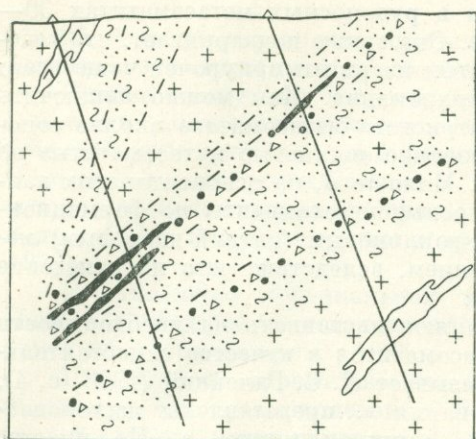


Рис. 17. Схема, характеризующая соотношение калиевых метасоматитов с тектоническими элементами в разрезе.

Слабо микроклинизированные вмещающие породы: 1 — кварц-амфиболовые сланцы, 2 — гранитоиды; 3 — гранитоиды с очково-сланцеватой текстурой; 4 — blastомилониты, blastокатаклазиты; 5 — катаклазиты; 6 — калиевые метасоматиты (микроклиниты) бериллиеносные; 7 — микроклиниты грейзенизированные; 8 — рудные тела

пшвы мощностью от долей до десяти метров. В литературе эти породы описаны как разгнейсованные и рассланцованные граниты (Галецкий, 1974; Шацкая, 1975). Важно подчеркнуть, что их образование происходило в условиях высоких давлений и температур, вызывавших формирование blastогранитной, blastоцементной, порфиробластической, blastомилонитовой структур и плоскопараллельных сланцеватых текстур.

Размещение бериллиеносных метасоматитов четко контролируется зонами blastомилонитов — blastокатаклазитов. В меньшей степени метасоматическими преобразованиями захватываются очково-сланцеватые породы (рис. 17).

Микроклинизированные породы образуют жилоподобные тела мощностью от первых до десятков метров и протяженностью от сотен метров до первых километров. Несмотря на интенсивное метасоматическое преобразование пород, элементы тектонических деформаций хорошо угадываются по сланцеватым, полосчатым текстурам (рис. 18). Это связано с тем, что в метасоматитах сохраняется плоскопараллельная ориентировка зерен биотита, а новообразованный микроклин в значительной мере наследует размеры и форму зерен первичных минералов.

На калиевые метасоматиты местами наложены линейные зоны катаклаза и милонитизации, вдоль которых проявилась грейзенизация пород. Основную рудоносную разновидность, согласно Л. С. Галецкому (1971), представляют метасоматиты существенно полевошпатового состава с преобладанием микроклин-пертита (до 95%), в различной степени альбитизированного. В подчинен-

Л. С. Галецким к первому этапу. Особенности гранитов — их обогащенность в 5—10 раз выше кларка фтором, литием, рубидием, цезием, танталом, ниобием, оловом, цирконием и галием.

Минералообразование второго этапа имеет более локальное развитие, контролируясь линейными тектоническими зонами. Во второй этап были сформированы калиевые метасоматиты с подчиненным значением альбитизированных, окварцованных и грейзенизированных пород с сопряженной локально проявленной постгрейзеновой минерализацией.

Структурные элементы, контролирующие размещение метасоматитов, характеризуются рядом специфических особенностей. Среди динамометаморфизованных гранитоидов К. В. Прохоров выделяет следующие разновидности: очково-сланцеватые граниты, blastокатаклазиты — blastомилониты, катаклазиты — милониты. Очково-сланцеватые гранитоиды слагают полосы мощностью от сотен метров до первых километров. Blastокатаклазиты и blastомилониты располагаются среди очково-сланцеватых пород, образуя отдельные

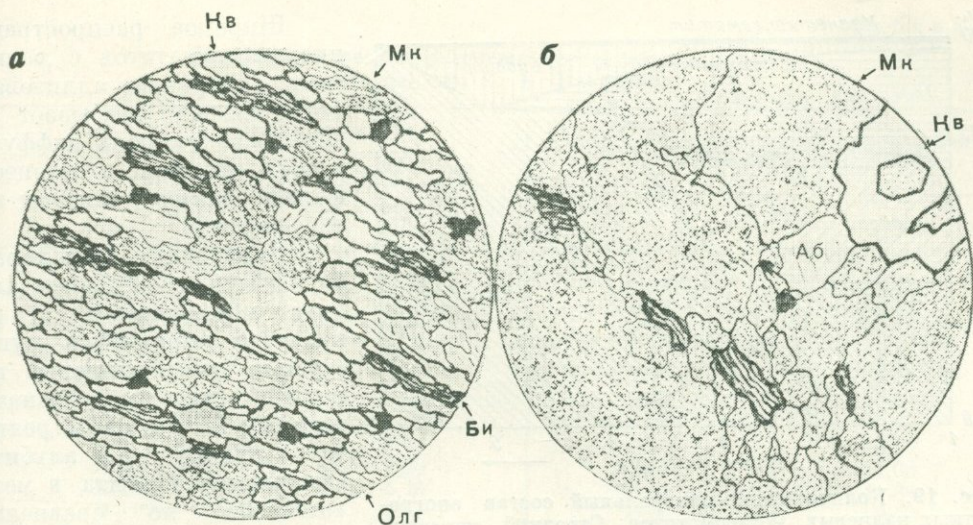


Рис. 18. Изменение структуры и состава blastomylonитов при калишпатизации.  
 а — blastomylonит по граниту, б — калиевый метасоматит по blastomylonиту. Видна реликтовая сландцеватая текстура. В правом верхнем углу перекристаллизованный кварц, замещаемый микроклином. Зарисовки шлифов, ув. 30.  
 Кв — кварц, Мк — микроклин, Би — биотит, Олг — олигоклаз, Аб — альбит

ном количестве присутствуют альбит, кварц, биотит, мусковит, а также гентгельвин, циртолит, касситерит, колумбит, флюорит, сульфиды, окислы и гидрокислы железа.

Калиевые метасоматиты характеризуются зональным строением. Наиболее слабым проявлением процесса, по мнению К. В. Прохорова, является деанортитизация олигоклаза гранитов с замещением его альбитом и клиноцоизитом. Эти преобразования распространяются на многие сотни метров от участков интенсивного метасоматического изменения. Не исключено, что, по крайней мере частично, этот процесс связан с аутометасоматическими явлениями площадного характера, относимыми Л. С. Галецким к первому этапу.

Следующая ступень изменения — замещение клиноцоизита и частично кварца микроклином. При этом альбит очищается от зернышек клиноцоизита и корродируется микроклином, кварц перекристаллизовывается, укрупняется и также частично замещается микроклином. Наиболее яркой особенностью зоны является перекристаллизация кварца. В результате вместо мелкозернистого волнисто-угасающего сахаровидного кварца появляются относительно крупные (2—4 мм) очковые выделения кварца, характеризующиеся одновременным угасанием и серовато-голубоватым цветом. На геологических картах и разрезах такие породы выделяются под названием гранитов с голубым кварцем (Шацкая, 1975) или метасоматических гранитов с очковыми выделениями кварца (Галецкий, 1971). Мощность этой зоны изменяется от 5 до 30 м.

В следующей зоне отмечается интенсивное замещение кварца микроклином. На фоне общего уменьшения содержания кварца достаточно ярко проявляется его собирательная перекристаллизация. Замещение кварца микроклином происходит как с центра, так и с периферии, в первую очередь за счет разрастания граней (110)—(010), являющихся гранями предпочтительного роста (см. рис. 18).

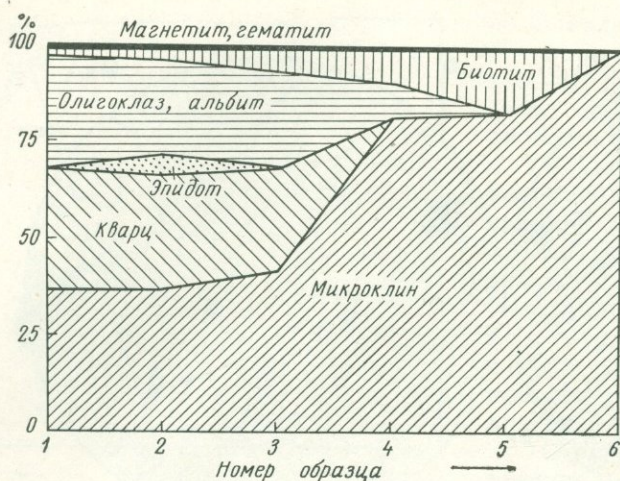


Рис. 19. Количественно-минеральный состав апогранитных калиевых метасоматитов. Стрелкой показано возрастание интенсивности метасоматоза

долей до первых метров. Метасоматическая колонка апогранитных калиевых метасоматитов может быть представлена следующим рядом:

- гранит (микроклин - пертит, кварц, олигоглаз, биотит);
- метасоматиты внешней зоны (микроклин-пертит, кварц, альбит, клиноцоизит, биотит);
- метасоматиты промежуточных зон (микроклин-пертит, микроклин, кварц, альбит, биотит), (микроклин-пертит, микроклин, альбит, биотит);
- метасоматиты внутренней зоны (микроклин, биотит).

Изменение количественно-минерального состава пород при метасоматозе четко направлено в сторону образования существенно микроклиновых пород (рис. 19). Данные химических анализов показывают, что в процессе метасоматического преобразования гранитов происходит привнос калия, алюминия, железа, фтора, вынос кремния и натрия (табл. 8). Результаты химических анализов и количественно-минеральных подсчетов свидетельствуют о щелочном характере метасоматозпроизводящих растворов и высокой активности в них калия. Характерно резкое возрастание железистости биотита в метасоматитах по сравнению с исходными гранитами, при этом содержание  $MgO$  уменьшается с 6,31 до 0,20%,  $K_2O$  возрастает с 8,10 до 9,69%. Данный факт также указывает на высокую активность в растворах калия.

Гентгельвиновое оруденение локализуется во внутренней и в промежуточной зонах метасоматических ореолов, причем содержание гентгельвина в основном пропорционально интенсивности метасоматического преобразования пород.

В локальных участках метасоматиты подверглись более поздней альбитизации, обусловившей образование альбит-микроклиновых метасоматитов и альбититов. Наложение альбитизации на калишпатиты четко фиксируется по развитию пертитов замещения и образованию зерен шахматного альбита. Последующие процессы грейзенизации завершили формирование метасоматических пород, с грейзенизацией связано образование мусковита и кварца. За пределами ореолов калиевых метасоматитов грейзенизация не отмечается.

Широкое распространение метасоматитов с реликтами перекристаллизованного кварца указывает на значительную роль диффузионных явлений в процессе формирования калиевых метасоматитов.

Внутренняя зона характеризуется замещением альбита микроклином. В результате образуются существенно микроклиновые породы с биотитом, незначительным количеством реликтов кварца и альбита. Содержание биотита в метасоматитах по сравнению с гранитами изменяется незначительно. Мощность внутренней зоны колеблется от

Химический состав калиевых метасоматитов, вес. %.  
По данным К. В. Прохорова

Компоненты	Гранит-гнейсовидный метасоматит	Калиевые метасоматиты (микроклиниты) с бериллиевым оруденением	
		ан. 1	ан. 2
SiO <sub>2</sub>	73,38	60,92	56,22
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,06	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,97	17,80	18,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	0,87	1,80
FeO	0,65	2,10	4,27
MnO	0,06	0,12	0,40
MgO	0,08	0,06	0,40
CaO	1,06	0,56	0,85
Na <sub>2</sub> O	4,20	2,04	1,06
K <sub>2</sub> O	4,48	12,51	11,39
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,09	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,20	0,50	0,91
ZnO	Не обн.	0,54	1,41
Li <sub>2</sub> O	»	Не обн.	0,37
CO <sub>2</sub>	Следы	0,20	0,12
F	Не обн.	2,30	3,30
Σ	100,35	100,67	100,92
F <sub>2</sub> = 0	—	0,96	1,38
Сумма	100,35	99,71	99,54

Сопоставление интенсивности и масштабов проявления процессов калиевого метасоматоза, альбитизации и грейзенизации убедительно показывает, что основная роль в формировании рудоносных метасоматитов принадлежит калиевому метасоматозу. Последующие процессы (особенно грейзенизация) заметно осложнили состав и строение внутренних частей метасоматических тел и обусловили регенерацию некоторой части гентгельвинового оруденения с образованием более поздней генерации гентгельвина (гентгельвин II). Как показано К. В. Прохоровым, калиевый метасоматоз накладывается не только на граниты, но и на диориты, гранодиориты, кристаллические сланцы.

Интересно отметить, что по особенностям микроклина можно во многих случаях установить минералы, по которым он образовался. Так, псевдоморфозы микроклина по пертитовым вроскам альбита отличаются оптической ориентировкой от первичного микроклина. В результате микроклин по микроклин-пертиту имеет псевдопертитовое строение, микроклин по кварцу водянопрозрачен, а микроклин по олигоклазу мутноват.

Геохимическая специализация калиевых метасоматитов выражается в накоплении олова, цинка, свинца, редких земель, циркона, лития, рубидия, ниобия и фтора. Здесь, однако, довольно трудно оценить вклад грейзенизации в геохимические особенности калиевых метасоматитов. Результаты гомогенизации газовой-жидких включений в минералах, по данным Н. Н. Разумеевой, позволяют предполагать температуру образования метасоматитов в пределах

350—500° С. По данным А. И. Гинзбурга с соавторами (1973), образование калишатовых метасоматитов происходило при 500—600° С. Так как грейзенообразование в основном происходит при температурах 350—450° С, есть основания утверждать, что процессы калиевого метасоматоза осуществлялись при более высоких температурах. Поэтому интервал 450—600° С представляется наиболее вероятным.

В заключение следует остановиться на соотношении формационных типов метасоматитов и сопряженных с ними процессов. Учитывая структурное положение и временные соотношения пород, можно предполагать, что в пределах описанного месторождения совмещены две метасоматические формации — калиевых метасоматитов и грейзенов. Основные по масштабам изменения связаны с калиевым метасоматозом. С этим процессом тесно сопряжены альбитизация, окварцевание и бериллиевая минерализация. Смену калишпатизации альбитизацией и окварцеванием следует рассматривать как естественный результат эволюции растворов, как переотложение выщелоченных из пород компонентов, связанное с понижением температуры и нарастанием кислотности растворов. Грейзенизация контролируется зонами катаклаза, наложенными на микроклиниты, и по масштабам значительно уступает калиевому метасоматозу. С грейзенизацией сопряжены процессы поздней альбитизации (приводящие к развитию локально проявленных альбититов), кварц-амазонитовые жилы и переотложение гентгельвина.

Вышеизложенный материал позволяет говорить о следующих формационных особенностях калиевых метасоматитов.

1. Связь с процессами верхнепротерозойской активизации древней платформы, локализация в пределах регионального разлома докембрийского фундамента, отсутствие непосредственной связи с конкретными магматическими телами и другие признаки показывают, что калиевые метасоматиты являются типичным представителем семейства формаций полевошатовых метасоматитов в разломах фундамента.

2. Четко проявленная тенденция к образованию существенно микроклинитовых пород, привнос калия, алюминия и частично железа, вынос кремния, магния, а в зонах интенсивного преобразования также натрия, четкое замещение кварца микроклином показывают, что метасоматоз осуществляется под воздействием щелочных растворов с высокой активностью калия.

3. Для формации характерна четкая металлогеническая специализация на бериллий. Геохимическая специализация выражается в накоплении цинка, олова, редких земель, циркония, рубидия и др.

4. Эволюция гидротермально-метасоматического процесса выражается в возрастании к концу процесса активности натрия (что обусловило развитие сопряженной локально проявленной альбитизации пород), а также понижении растворимости кремнезема, связанного с падением температуры (что вызывало частичное переотложение выщелоченного кварца). Грейзенизацию и сопряженные с ней альбититы и кварц-микроклинитовые (амазонитовые) жилы, по-видимому, следует рассматривать как самостоятельный гидротермально-метасоматический процесс, отделенный от калиевого метасоматоза периодом тектонических деформаций.

Вторым примером проявления описываемой формации являются ураноносные калиевые метасоматиты, рассмотренные В. А. Крупениковым (1976). Для них характерны следующие особенности. Они располагаются в пределах докембрийской области, сформированы в процессе раннепротерозойской активизации эпиархейской платформы, контролируются крупной зоной разломов,

в которой проявлен ультраметаморфизм и глубинный дислокационный метаморфизм. Устанавливается наложенный, отчетливо регрессивный характер метасоматитов по отношению к гнейсам, кристаллическим сланцам, пегматоидным гранитам и к образованным за их счет бластомилонитам альмандин-амфиболитовой фации.

Метасоматиты избирательно развиваются за счет пегматоидных гранитов, характеризуются линейно вытянутой формой тел, зональным строением последних и приуроченностью урановой минерализации к внутренним зонам. Минеральные преобразования выражены в развитии микроклина, а также биотита за счет кварца, плагиоклаза, гиперстена и др. Эволюция гидротермально-метасоматического процесса проявляется в переотложении выщелоченного кварца на поздней стадии в виде жил и зон окварцевания. Главный рудный минерал — торийсодержащий уранинит; кроме того, в микроклинитах присутствуют молибденит, апатит, пирротин, пирит, халькопирит, малакон, иногда флюорит. Наиболее яркой особенностью химизма процесса является привнос калия и глинозема и вынос кремнезема и натрия.

Геохимическая специализация выражается в резко повышенном содержании молибдена, фосфора, тория, циркония, редких земель. Отмечаются также промышленные концентрации флюорита. Нетрудно заметить, что ураноносные калиевые метасоматиты имеют много общего с бериллиеносными, прежде всего в особенностях минерального состава, зональности, химизма, направленности процесса, структурном контроле зонами бластомилонитов. Отличия заключаются в возрасте, металлогенической и частично геохимической специализации. Очень слабо проявлена в связи с ураноносными калиевыми метасоматитами сопряженная альбитизация. Думается, что описанный В. А. Крупениковым случай проявления калиевых метасоматитов является более контрастным по сравнению с бериллиевым месторождением. Это, по-видимому, обусловлено относительно слабым развитием сопряженной альбитизации и отсутствием наложенной грейзенизации. В целом, однако, едва ли могут быть сомнения в том, что в обоих случаях мы имеем дело с проявлениями генетически сходных образований, которые следует относить к единой формации.

### *в. Кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты*

Метасоматиты рассматриваемого типа характеризуются рядом специфических особенностей. В первую очередь отметим их многоминеральность. Продукты наиболее интенсивного преобразования сложены четырехминеральным парагенезисом: кварц, альбит, микроклин и, по крайней мере, какой-либо один из темноцветных минералов. Это противоречит одной из главных тенденций в развитии метасоматических явлений — стремлению к мономинеральности. Необычно и сосуществование альбита с микроклином во всех зонах.

Как известно, в условиях интенсивного проявления метасоматических явлений щелочи ведут себя вполне подвижно. В результате между натрием и калием возникает «борьба» за глинозем. В конечных продуктах метасоматического преобразования, как правило, оказывается устойчивым один из глиноземсодержащих минералов. В зависимости от соотношения активностей калия и натрия в растворе и их абсолютного значения это могут быть альбит, калиевый полевой шпат, мусковит, андалузит и т. д. Одновременное присутствие калиевого полевого шпата и альбита может быть объяснено инертным (в термодинамическом смысле) поведением, по крайней мере, одного из щелочных компонентов. Для [метасоматических процессов это уникальное явление.

Отсутствие четко выраженных тенденций к уменьшению или увеличению содержания кварца оставляет весьма спорным вопрос о том, имеем ли мы дело с процессом щелочного метасоматоза или кислотного выщелачивания.

Все вышеуказанные особенности метасоматитов можно легко объяснить, если рассматривать их как результат незавершенности процесса. В таком случае следовало бы признать, что на изученных объектах внутренние (трех-, двух- и мономинеральные) зоны колонки не получили развития.

Всесторонний анализ литературы, посвященной описываемому типу метасоматитов, убедительно показывает, что сосуществование кварца, альбита и микроклина в зонах наиболее интенсивного метасоматического преобразования является статистически устойчивым признаком. Все исследователи подчеркивают гранитоподобный состав метасоматитов. В целом по валовому составу кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты близки к щелочным и субщелочным гранитам — граносиенитам (Апельцин, Якушин, 1970; Архангельская, 1973; Гинзбург и др., 1970; Силаев, 1972; Архангельская, Тулохонов, 1970; и др.). В. В. Архангельская и А. И. Гинзбург (1975) на основе сопоставления данных по редкоземельным месторождениям приходят к выводу о необходимости выделения танталово-ниобиевой рудной формации полевошпатовых метасоматитов, «...характеризующейся существенно альбит-микроклиновым составом пород с подчиненным количеством кварца и постоянным развитием щелочных амфиболов».

Данные химических анализов метасоматитов полностью подтверждают этот вывод (табл. 9). Особенно представительный материал приведен в работе В. В. Архангельской и М. И. Тулохонова (1971<sub>3</sub>), где собраны результаты анализа более 40 проб вмещающих пород и развитых по ним кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов.

Анализ данных по составу кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов Полярного Урала, проведенный Ф. Р. Апельциным и Л. И. Якушиным (1970), позволил им сделать следующий вывод: химический состав пород, несмотря на крайнюю изменчивость структур и текстур, во всех случаях приближается к наиболее легкоплавкой эвтектике щелочного гранита — граносиенита. Сосуществование кварца, альбита и калишпата четко подтверждено и данными количественно-минеральных подсчетов. Хотя количественные соотношения этих трех минералов варьируют, эти вариации имеют довольно узкие пределы. Это положение наглядно проиллюстрировано В. С. Кудриным на примере метасоматитов Сибирской платформы.

Многоминеральность метасоматитов подчеркивается и их названиями: гранитоподобные метасоматиты, гранитоподобные щелочные метасоматические породы, редкометальные метасоматиты состава щелочных гранитов и др. Наименования, опирающиеся на состав метасоматитов в отношении главных породообразующих минералов, использует В. Н. Собаченко (1975, 1976); он называет эти породы лепидомелан(биотит)-альбит-кварц-микроклиновыми метасоматитами. Как мы увидим далее, формация кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов объединяет биотитовую, рибекитовую и эгириновую фации, в связи с чем используемый В. Н. Собаченко термин следует рассматривать как фациальный, но не как формационный. Интересно отметить, что отсутствие стремления к мономинеральности характерно также для процессов кремнещелочного метасоматоза магматической стадии, часто называемых метасоматической гранитизацией.

В этом можно усмотреть генетическую близость процессов. По-видимому, растворы, обусловившие формирование кварц-альбит-микроклиновых метасо-

Химический состав кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов  
и замещаемых пород, вес. %

Компоненты	Гранито-гнейсы		Кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты		Мigmatизированные гнейсы		Биотитовые метасоматиты	Рибекитовые метасоматиты	Амфибол-эпидиновые метасоматиты
	Ср. из 2	Ср. из 3	Ср. из 3	Ср. из 2	Ср. из 2	Ср. из 3	Ср. из 8	Ср. из 2	Ср. из 2
SiO <sub>2</sub>	75,65	76,64	76,70	76,52	74,70	72,06	74,60	73,58	74,86
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,22	0,16	0,03	0,18	0,19	0,21	0,11	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,14	12,10	12,31	17,18	11,76	14,47	11,30	11,68	10,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,39	1,00	—	0,27	0,52	1,0	1,05	1,14	1,62
FeO	1,44	1,40	1,34	0,98	1,69	1,40	2,22	3,38	2,42
MnO	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,05	0,07	0,02
MgO	0,11	0,02	0,15	0,05	0,25	0,64	0,1	0,14	—
CaO	0,76	0,44	0,41	0,48	1,04	2,66	0,28	—	—
Na <sub>2</sub> O	3,00	3,22	3,40	4,25	3,11	4,00	3,80	4,19	4,46
K <sub>2</sub> O	4,95	5,00	5,45	6,30	5,25	2,35	4,70	4,30	4,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,03	0,06	0,03	Не обн.	4,0	Не обн.	Не обн.	Не обн.
F	Не обн.	0,35	0,74	Не обн.	0,06	0,08	0,43	0,36	0,15
CO <sub>2</sub>	»	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П. п. п.	»	»	»	»	0,81	0,62	0,67	0,73	0,60
Источник	М. П. Лобанов (1970)				В. В. Аргангельская, М. И. Тулоховов (1971 <sub>3</sub> )				

матитов, по своим характеристикам были достаточно близки к гранитизирующим сквозьмагматическим растворам. Точнее говоря, это те же сквозьмагматические растворы, но находящиеся на наиболее ранней стадии их послемагматической (постгранитизационной) эволюции, когда степень контрастности химических составов раствор — порода была незначительной.

Тесная связь метасоматитов с процессами гранитизации подчеркивалась многими исследователями. М. П. Лобанов (1970, 1975) считает, что гидротермально-метаморфогенный раствор формировался в процессе расплавления гнейсового субстрата в связи с развитием гранитизации, мигрировал на более высокие уровни, где и вызывал метасоматическое преобразование пород. По мнению же Ф. Р. Апельцина (1972), напротив, гранитоподобные метасоматиты формировались ниже уровня гранитообразования. В связи с понижением давления под воздействием этих же растворов на более высоких гипсометрических уровнях происходило выплавление гранитных магм. В. С. Кудрин (1972) связывает метасоматоз с воздействием послегранитизационных растворов, участвовавших и эволюционировавших в процессе гранитизации. Последняя точка зрения нам представляется наиболее обоснованной. В петрографических описаниях метасоматитов имеются упоминания о взаимозамещениях между альбитом, микроклином и кварцем, однако они приводят лишь к незначительным изменениям количественных соотношений между минералами, не вызывая уменьшения числа минеральных фаз. Не отмечается также сколько-

нибудь отчетливой тенденции к увеличению какого-либо одного минерала за счет другого по мере увеличения интенсивности процесса.

Можно сделать вывод, что состав метасоматозпроизводящих растворов не был строго стабильным в течение всего процесса. Однако отклонения от условий равновесия были несущественными и компенсировались за счет незначительных изменений количественных отношений минералов. Наблюдаемые взаимозамещения не дают оснований говорить о какой-либо направленности процесса с тенденцией к мономинеральности или к уменьшению числа минеральных фаз. Все сказанное позволяет связывать многоминеральность метасоматитов и существование альбита и микроклина со спецификой метасоматозпроизводящих растворов и рассматривать эти особенности в качестве характерных формационных признаков.

Во всех изученных районах метасоматиты связаны с процессами тектономагматической активизации. Возраст их далеко не всегда может считаться доказанным.

Редкометалльные метасоматиты бассейна р. Катугин (Олекма-Витимская горная страна) по одним данным имеют возраст 1850—2150 млн. лет (Последовательность образования метасоматитов..., 1973), по другим 1668—1893 млн. лет (Кудрин, 1972<sub>1, 2</sub>; Архангельская, 1968). Возраст метасоматитов Даванской и Приморской зон Западного Прибайкалья составляет 710—1290 млн. лет (Собаченко, Краснобаев, 1974). По-видимому, можно говорить о довольно широком диапазоне возраста метасоматитов от верхов нижнего протерозоя до верхнего протерозоя. Исключением являются метасоматиты Полярного Урала, связанные с герцинской активизацией верхнепротерозойского фундамента (Апельцин и др., 1967).

Наиболее широко данная формация развита в Восточной Сибири. Большинство публикаций посвящено характеристике тантало-ниобиевого месторождения, расположенного вблизи края Сибирской платформы. Именно на основе данного объекта целесообразно рассмотреть главнейшие формационные особенности метасоматитов описываемого типа. Метасоматиты были обнаружены в 1961 г. Л. Г. Васютиной, а повышенные концентрации в них ниобия установлены в 1963 г. Н. Б. Юсуповым. В дальнейшем они изучались В. В. Архангельской, Ю. В. Быковым, Н. К. Зиненко, В. С. Кудриным, А. В. Силаевым, Б. И. Сурковым, М. И. Тулохоновым, Т. Н. Шурига, Л. Н. Якушиным.

Метасоматиты пространственно приурочены к мощной (километры) ослабленной зоне стыка архейских и нижнепротерозойских структур, для которой характерно широкое развитие процессов гранитизации, дислокационного метаморфизма и магматизма. Эта зона была заложена в нижнем протерозое и сохраняла мобильность на протяжении всей последующей геологической истории (Архангельская, 1968). Вмещающая нижнепротерозойская толща метаморфизована в пределах зоны в условиях амфиболитовой фации, а за ее пределами в условиях зеленосланцевой фации (Тулохонов, 1971). В участках наиболее интенсивного метаморфизма широко развиты явления мигматизации и гранитизации.

Метасоматические породы прослежены в полосе протяжением около 10—12 км при ширине выходов ее на поверхности до 1—1,5 км, где они слагают два разобщенных тела (Восточное и Западное). Тела метасоматитов имеют пластообразную форму и согласное залегание с вмещающими метаморфическими породами.

В. С. Кудрин (1972<sub>2</sub>) выделяет две структурно-текстурные разновидности: первая, сформировавшаяся по гранито-гнейсам, имеет лейкократовый состав

и слабо выраженную гнейсовидную, близкую к массивной текстуру, характерны порфиробластовые выделения микроклин-пертита; вторая, образованная по мигматитам, парагнейсам и кристаллическим сланцам, характеризуется четкой плоскопараллельной или линейнопараллельной ориентировкой темноцветных минералов и кварца, а также более высоким содержанием темноцветных минералов, сопоставимым со средним содержанием биотита во вмещающих породах.

Метасоматические тела сложены ритмичночередующимися параллельными

зонами пород, отличающимися характером темноцветного минерала (рис. 20). Выделяются зоны с лепидомеланом, рибекитом, эгирином. Промежуточные зоны содержат два цветных минерала: лепидомелан и рибекит или рибекит и эгирин. Из 500—600 м мощности залежи 400 м приходится на долю амфибол-лепидомелановых метасоматитов, 100—150 м — на амфиболовые и 40—45 м на эгирин-амфиболовые и эгириновые (Тулохонов, Архангельская, 1971). Мощность отдельных зон изменяется от нескольких сантиметров до десятков метров. Переход лепидомелановых метасоматитов в рибекитовые, а последних в эгириновые постепенный, причем мощность переходной зоны сильно варьирует. На глубину отмечается увеличение мощности зон с рибекитом и эгирином за счет лепидомелановых разновидностей.

Последовательность расположения разновидностей пород, сменяющих друг друга, выдержана в следующем порядке: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, амфибол-эгириновые, эгириновые. В шлифах устанавливается последовательность замещения темноцветных минералов: биотит → лепидомелан → рибекит → эгирин. Важно подчеркнуть, что закономерность расположения зон строго выдержана. Ни в одном случае не установлено непосредственного замещения лепидомелана эгирином. Между лепидомелансодержащими и эгиринсодержащими метасоматитами обязательно располагается зона рибекитсодержащих разновидностей. Это указывает на развитие здесь горизонтальной метасоматической зональности.

Данное обстоятельство важно подчеркнуть в связи с тем, что в работах В. В. Архангельской лепидомелановые, рибекитовые и эгириновые метасоматиты писываются как продукты последовательных стадий, среди которых лепидомелановые наиболее ранние, а эгириновые наиболее поздние. Правда, в одной из статей В. В. Архангельская и М. И. Тулохонов (1971<sub>1</sub>) разъясняют, что вышеуказанные разновидности метасоматитов являются зонами, разрастание которых происходит одновременно и что понятие о стадиях отражает развитие одних разновидностей за счет других. Приходится, однако, констатировать, что относить каждую зону метасоматической колонки к определенной

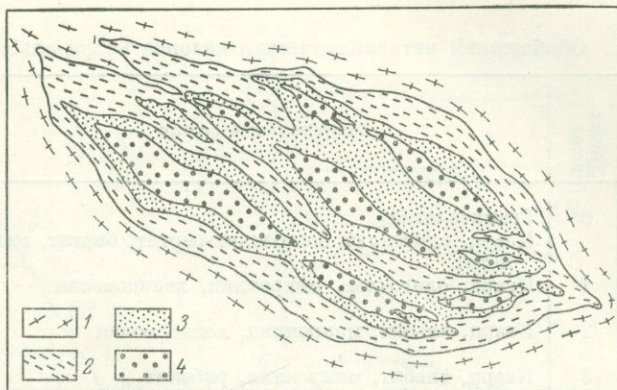


Рис. 20. Зональность кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов.

1 — вмещающие породы — гранито-гнейсы, гранитизированные гнейсы и сланцы, кристаллические сланцы; метасоматиты: 2 — лепидомелановые, 3 — рибекитовые и лепидомелан-рибекитовые, 4 — эгириновые и рибекит-эгириновые

Обобщенная метасоматическая колонка кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов

Номер зоны	Минеральный состав	Вполне подвижные компоненты	Инертные компоненты
0	Гранито-гнейс Кварц, олигоклаз, микроклин-пертит, биотит, магнетит	—	Все инертны
1	Кварц, олигоклаз, микроклин, лепидомелан	Mg	Si, Al, K, Ca, Fe, Na
2	Кварц, альбит, микроклин, лепидомелан	Ca, Mg	Si, Al, K, Fe, Na
3	Кварц, альбит, микроклин, рибекит	Ca, Mg, Na	Si, Al, K, Fe
4	Кварц, альбит, микроклин, эгирин	Ca, Mg, Na	Si, Al, K, Fe

стадии метасоматического процесса правсмычно лишь в отношении топохронной (полиасцендентной) зональности. В данном случае мы имеем дело с типичной синхронной метасоматической колонкой, все зоны которой образованы в единую стадию.

Как отмечалось, устойчивость альбита и микроклина во всех зонах представляет специфическую особенность рассматриваемых метасоматитов и свидетельствует об инертном поведении, по крайней мере, одного из щелочных компонентов. Данные изучения описываемого месторождения дают основания утверждать, что инертным поведением во всех зонах характеризуется калий. На эту особенность процесса обратил внимание В. С. Кудрин (1972<sub>1</sub>). В качестве аргументов в пользу этой точки зрения приводятся следующие:

а) отсутствие явлений альбитизации калиевого полевого шпата, несмотря на высокую активность и привнос натрия, обуславливающих образование железо-натриевых силикатов и натрийсодержащих фторидов;

б) отсутствие зон анхимономинеральных микроклинитов и альбититов;

в) весьма устойчивое содержание калия в процессе метасоматического изменения пород;

г) реакции минералообразования с участием калия выражались или в перекристаллизации калий-натриевого и калиевого полевого шпата, или в случае замещения лепидомелана рибекитом калий фиксировался в виде калишпата.

Анализ данных по зональности и химическому составу пород позволяет построить метасоматическую колонку (табл. 10). Первые три зоны являются результатом дифференциальной подвижности компонентов и связаны с последовательным переходом во вполне подвижное состояние магния, кальция и натрия. Четвертая зона является дополнительной (Жариков, Омеляненко, 1965); она обусловлена возрастанием концентрации вполне подвижного компонента, в данном случае натрия.

Метасоматические породы внешне напоминают гранито- и сиенито-гнейсы. Они бурые, серые и белые, средне- и крупнонеравнозернистые мезо- и лейкократовые, часто с кучным расположением темноцветных компонентов. Текстуры пород полосчатые, гнейсовидные, пятнистые и сетчатые; структуры порфиробластовые, более крупнозернистые, чем у исходных пород, нередко переходящие в пегматоидные.

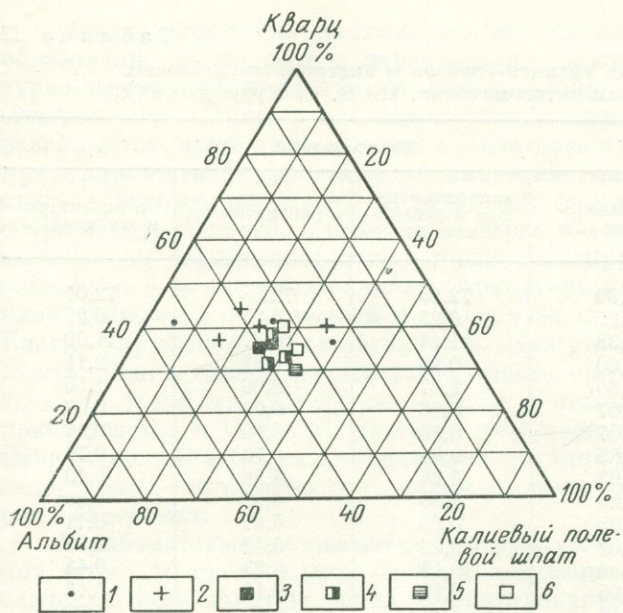


Рис. 21. Диаграмма субмодального минерального состава лейкократовой части гранито-гнейсов, гнейсов и метасоматитов. По В. С. Кудрину (1972<sub>1</sub>).

1 — гранито-гнейсы и гнейсы; 2 — слабо метасоматически измененные гнейсы и гранито-гнейсы; 3 — апрогранито-гнейсовые метасоматиты; 3 — с лепидомеланом; 4 — с лепидомеланом и рибекитом, 5 — с рибекитом, 6 — с рибекитом и эгирином

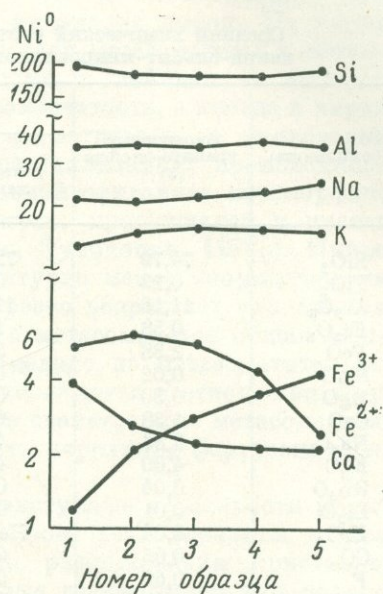


Рис. 22. Изменение химического состава гранито-гнейсов при их метасоматическом преобразовании. На основе пересчета по ионно-объемному методу В. А. Рудника. По В. С. Кудрину (1972<sub>1</sub>).

1 — исходные гранито-гнейсы; 2-5 — метасоматиты апрогранито-гнейсовые; 2 — с лепидомеланом, 3 — с лепидомеланом и рибекитом, 4 — с рибекитом, 5 — с рибекитом и эгирином

Характерная особенность метасоматитов — относительная выдержанность количественных соотношений кварца, микроклина и альбита, что особенно наглядно видно из пересчетов химических анализов на модальный состав (рис. 21). В целом этот вывод подтверждается и результатами количественно-минеральных пересчетов М. И. Тулохонова и В. В. Архангельской (табл. 11), хотя эти данные, судя по плохой согласованности с химическими анализами, по-видимому, весьма приближены.

Таблица 11

Количественный минеральный состав кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов, об. %

Метасоматиты	Кварц	Кислый силикат	Альбит	Микроклин	Лепидомелан	Рибекит	Эгирин	Пироксен, криолит, циркон и др.
Лепидомелановые	20—25	25—30	—	30—40	5—12	—	—	—
Рибекитовые	25—30	—	10—20	40—45	—	7—15	—	2—5
Эгирин-рибекитовые	10—18	—	10—20	30—45	—	До 20	—	До 7

Средний химический состав гранито-гнейсов и апогранито-гнейсовых кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов. По В. С. Кудрину (1972<sub>1</sub>)

Компоненты	Биотитовые гранито-гнейсы (3) *	Метасоматиты			
		с лепидоме- ланом (2)	с лепидомела- ном и рибекитом (2)	с рибекитом (1)	с рибекитом и эгирином <sub>2</sub> (3)
SiO <sub>2</sub>	74,79	72,99	72,95	72,28	72,01
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,25	0,25	0,27	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,19	11,38	11,94	11,37	11,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	1,60	0,96	1,82	2,11
FeO	2,38	3,60	2,07	2,06	1,55
MnO	0,02	0,07	0,06	0,09	0,07
MgO	0,30	0,07	0,10	0,10	0,14
CaO	1,38	0,85	0,85	0,76	0,76
Na <sub>2</sub> O	3,86	4,03	4,34	4,58	5,16
K <sub>2</sub> O	4,00	4,60	5,00	4,93	4,80
Rb <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,06	0,07	0,11
Li <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
ZrO <sub>2</sub>	0,04	Не опр.	0,13	0,23	0,44
CO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,10	0,10	0,16
F	0,69	0,58	0,58	0,56	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
H <sub>2</sub> O	0,04	0,09	Не обн.	Не обн.	0,02
П. п. п.	0,38	0,24	0,41	0,35	0,40

\* Цифры в скобках—количество анализов.

Содержание темноцветных минералов в апогранито-гнейсовых метасоматитах 7—10% и в апогнейсово-сланцевых 8—17%. Вариации в количественных соотношениях лейкократовой составляющей породообразующих минералов вполне укладываются в пределы колебаний состава исходных пород. Химический состав метасоматитов по сравнению с исходными породами также меняется незначительно (рис. 22; табл. 12). В связи с этим систематизировать метасоматиты только на химической основе не представляется возможным (Кудрин, Силаев, 1972).

Инертное поведение кремнезема, глинозема, калия и железа во всех зонах и высокая активность вполне подвижного натрия собственно и определяют близость состава метасоматитов к составу исходных пород, так как суммарное содержание этих пяти компонентов составляет около 97% валового химического состава пород. Вынос кальция и магния слабо сказывается на химическом составе пород, так как их содержание в исходных гранито-гнейсах ничтожно мало. Неопределенность состава исходных пород не позволяет произвести точную количественную оценку баланса вещества при метасоматическом преобразовании. Уверенно можно говорить лишь о выносе магния и кальция и привносе щелочей. Судя по данным химических анализов, вывод В. В. Архангельской и М. И. Тулохонова (1971<sub>3</sub>) о выносе железа (тем более окисного) является спорным. Резко возрастает в метасоматитах по сравнению с исходными породами содержание второстепенных компонентов — фтора, тантала, ниобия, циркония, молибдена и др.

Микроскопические наблюдения показывают, что метасоматическое преобразование начинается с перекристаллизации минералов пород. По структурно-текстурным признакам и минеральному составу метасоматиты с лепидомеланом еще сходны с кристаллическими сланцами и гнейсами, по которым развиваются, часто наследуют их пльчатость и полосчатость, а иногда и характер зернистости (чередование крупнозернистых мигматитовых и мелкозернистых гнейсовых прослоев). В процессе перекристаллизации, происходящем с привнесом щелочей, олигоклаз-андезин и основной олигоклаз метаморфических пород серицитизируются и деанортизируются, превращаясь в кислый олигоклаз и в олигоклаз-альбит (Архангельская, Тулохонов, 1971<sub>2</sub>). Микроклин очищается от примесей и становится структурно менее упорядоченным. Биотит укрупняется и сегрегируется. При этом резко возрастает его железистость. Так, в слюдах из эндоконтактового ореола метасоматитов общая железистость колеблется от 60 до 83%, а в лепидомелане из метасоматитов она приближается к 100%. Наибольшее укрупнение отмечается в отношении зерен микроклина. В заметных количествах появляются свойственные метасоматитам аксессуарии — иттрофлюорит, малакон, колумбит, пирохлор, фергусонит, торит, гагаринит.

В рибекитовых метасоматитах структурно-текстурные особенности исходных пород в значительной степени затушевываются, хотя элементы гнейсовидности еще заметны из-за ориентированного расположения кристаллов амфибола. Более резко проявляются коррозионные взаимоотношения породообразующих минералов, отмечается дальнейшее их укрупнение. Обычны пойкилитовые включения других минералов в порфиробластах микроклина, кварца и рибекита. Очень характерны альбитовые каймы по периферии зерен микроклина, которые В. С. Кудрин (1972<sub>1</sub>) рассматривает как результат индивидуализации альбита пертитовых вростков (депертитизация).

Эгириновые и эгирин-рибекитовые метасоматиты сходны по структуре с рибекитовыми разностями. Их структура определяется наличием крупных выделений микроклина, в промежутках между которыми располагаются другие минералы. М. И. Тулохонов и В. В. Архангельская (1971) указывают, что «лапчатый иногда порфиробластический кварц замещает все породообразующие минералы». В то же время данные количественно-минеральных подсчетов и химических анализов тех же исследователей явно противоречат этому выводу. Вероятнее всего вывод о замещении кварцем других минералов сделан на основании коррозионных границ кварца с другими минералами. Однако такие границы возникают и при собирательной перекристаллизации, в процессе которой происходит рост крупных зерен за счет растворения более мелких. Данные количественно-минеральных подсчетов и химических анализов свидетельствуют в пользу точки зрения о собирательной перекристаллизации.

В метасоматитах различных зон установлены жилы (до 1 м) и жилообразные альбититовые, кварц-альбитовые, кварц-полевошпатовые обособления с цирконом и пирохлором, кварцевые жилы с сульфидами, амфиболом, эгирином, сидеритом. Отмечаются также относительно слабо проявленные процессы позднего окварцевания и микроклинизации, наложенные на метасоматиты. Очевидно, их следует рассматривать как сопряженные с кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами. Некоторые особенности метасоматитов свидетельствуют о значительной роли диффузионного метасоматоза. На это, в частности, указывают постепенные переходы между метасоматическими зонами и особенно неоднородность состава темноцветных минералов. Как отмечают В. В. Архангельская и М. И. Тулохонов (1971<sub>2</sub>), по направлению от периферии к центру

возрастает железистость слюд, содержание в них лития и фтора, понижается глиноземистость. В том же направлении отмечается возрастание в амфиболах натрия и калия, уменьшение кальция.

Основная масса тантало-ниобиевого оруденения в данных метасоматитах представлена мелковкрапленными рудами. Несмотря на большие масштабы оруденения они обладают сравнительно невысокими содержаниями полезных компонентов (Кудрин, Кудрина, 1972). Значительно менее распространены сплошные и прожилковые руды, представляющие собой узкие, хотя и протяженные линзовидные или пластообразные зоны, залегающие согласно с элементами кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород. Такие руды контролируются зонами внутриминерализационных тектонических подвижек.

Основная масса тантала и ниобия в метасоматитах заключена в тантало-ниобатах, из которых наиболее широко развит пирохлор, а спорадически колумбит, фергусонит, самарскит, приорит. Для тантало-ниобатов характерно относительно высокое содержание в них редких земель (Архангельская, Тулохонов, 1971<sub>2</sub>). В среднем отношение Ta : Nb в пирохлорах составляет 1 : 13. Все имеющиеся данные указывают на относительно высокую температуру образования метасоматитов. Наиболее вероятен интервал температур 500—600° С. Более поздние ассоциации, сопряженные с метасоматитами, формировались в интервале 500—400° С и даже несколько ниже.

По отношению к метасоматитам описываемой формации в литературе часто используется термин «щелочные метасоматиты». Основанием для этого послужило высокое содержание в породах щелочей, ассоциация альбита с микроклином, щелочным амфиболом и эгирином. Тщательный анализ имеющихся данных позволяет утверждать, что по отношению к рассматриваемым метасоматитам термин «щелочные» не является достаточно обоснованным. Действительно, «щелочными» метасоматиты могут быть названы в случае, если метасоматические реакции направлены таким образом, что щелочность пород повышается, а растворов — понижается. Подобными реакциями, однозначно свидетельствующими о щелочном характере метасоматоза, являются, например, замещение кварца полевым шпатом, альбита — нефелином и т. д. Такого рода реакции при образовании кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов не установлены. Замещение олигоклаза альбитом, лепидомелана — рибекитом и последнего — эгирином, а также устойчивость микроклина свидетельствуют о высокой щелочно-металльности растворов.

Как убедительно показано Д. С. Коржинским (1970), при высокой щелочно-металльности могут протекать не только процессы щелочного метасоматоза, но и кислотного выщелачивания. Действительно, высокая концентрация в растворах натрия и калия не исключает кислотного характера растворов, так как концентрация сильных анионов может быть еще более значительной. Устойчивость во всех зонах кварца отнюдь не свидетельствует в пользу точки зрения о щелочном характере растворов. Еще меньше оснований относить рассматриваемый метасоматоз к процессам кислотного выщелачивания, о чем свидетельствует отсутствие в метасоматитах таких минералов, как топаз, силикаты алюминия; не отмечается также окварцевания, мусковитизации полевых шпатов и т. д. Можно предположить, что процесс формирования кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов по кислотно-щелочным условиям является переходным между щелочным метасоматозом и кислотным выщелачиванием. Как будет показано далее, в аналогичной обстановке формируется значительная часть редкометалльных полевошпатовых метасоматитов, приуроченных к эндоконтам гранитных массивов.

Таким образом, по отношению к кварц-альбит-микроклиновым метасоматитам термин «щелочные метасоматиты» применять нецелесообразно. Еще более неудачен термин «альбититы»; его следует применять лишь для наименования метасоматитов существенно альбитового состава. Более удачным следует признать термин «каликатровые метасоматиты», который, однако, по отношению к описываемым породам никем не используется.

Несколько отличаются от описанного месторождения метасоматиты Даванской и Приморской зон Западного Прибайкалья. Судя по данным М. П. Лобанова (1970) и В. Н. Собаченко (1975, 1976), они соответствуют лепидомелановым разновидностям описанного месторождения. Отсутствие рибекита и эгирина, а также лишь акцессорная минерализация тантало-ниобатов указывают на относительно слабую интенсивность метасоматоза. Существенное развитие здесь получила грейзенизация, сильно осложнившая строение метасоматических тел. Продукты метасоматоза возникают в результате сложной комбинации разновременных процессов кварц-альбит-микроклинового метасоматоза и грейзенизации.

Вышеизложенный материал позволяет говорить о следующих формационных особенностях кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов.

1. Геолого-структурные условия локализации метасоматитов, их место в развитии земной коры, связь с процессами гранитизации, отсутствие непосредственной связи с магматическими телами и другие признаки полностью согласуются с таковыми, свойственными семейству формаций полевошпатовых метасоматитов в разломах фундамента.

2. Многоминеральность и сосуществование кварца, альбита и микроклина являются специфическими особенностями метасоматитов.

3. Метасоматическая зональность проявляется в развитии во внешних зонах лепидомелана, в промежуточных — рибекита, во внутренних — эгирина. Зональность обусловлена последовательным переходом во вполне подвижное состояние магния и натрия и возрастанием концентрации натрия в растворах по направлению от внешних зон к внутренним.

4. Для формации характерна четкая металлогеническая специализация на ниобий и тантал. Геохимическая специализация выражается в накоплении фтора, циркония, иттрия, молибдена, олова, свинца и др. Наиболее вероятная температура формирования метасоматитов 500—600° С.

5. Эволюция гидротермально-метасоматического процесса выражается в развитии сопряженного окварцевания и микроклинизации, образовании альбитовых, кварц-полевошпатовых и кварцевых прожилков. Эти процессы наложены на кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты, проявлены локально и, в целом, не влияют на состав пород.

#### *д. Натриевые метасоматиты*

Наиболее широко известными образованиями данной формации являются метасоматиты Криворожского рудного пояса. Здесь метасоматоз накладывается на разнообразные сланцы, железистые кварциты, доломиты. Специфические особенности вмещающих пород существенно влияют на фациальные черты метасоматитов. С этим связаны определенные трудности в сопоставлении метасоматитов Кривого Рога с другими формационными типами полевошпатовых метасоматитов в разломах фундамента. В этом отношении значительно больший интерес представляет другой случай проявления натриевого метасоматоза, изученный и описанный В. И. Казанским, В. А. Крупенниковым, Б. И. Омель-

яненко, А. К. Пруссом (О структурных и петрологических условиях..., 1968), Я. Н. Белевцевым, Н. П. Гречишниковым, О. А. Крамар (1968), Я. Д. Готманом, Р. В. Голевой (1973), Ф. И. Ракович (Минеральный состав..., 1971; Ракович, 1972) и другими исследователями. В этом случае вмещающие породы представлены гранитами, гнейсами, мигматитами, пегматитами, что позволяет всесторонне сопоставить формационные особенности натриевых метасоматитов с другими формациями. Поэтому основное внимание нами уделено характеристике апогранитоидных метасоматитов.

Натриевым метасоматитам Криворожского бассейна посвящена обширная литература. Основные данные приведены в обобщающих работах Н. А. Елисеева с соавторами (1961) и И. В. Александрова (1963). Характеристика метасоматитов дана в основном по материалам указанных исследователей.

Криворожско-Кременчугская зона расположена в среднем Приднепровье Украинского кристаллического массива. Она представляет собой раннепротерозойский протогеосинклинальный пояс, ограниченный крупными разломами. Значительную роль в строении зоны играют породы криворожской серии, протягивающиеся в виде узкой полосы северо-восточного простирания более чем на 230 км.

Криворожская серия представлена четырьмя свитами: подстилающей, нижней, средней и верхней. Натриевым метасоматом захвачены в основном породы средней свиты. В ее составе значительная роль принадлежит породам с высоким содержанием железа: железистым кварцитам и микрокварцитам с варьирующими соотношениями мартита, гематита и магнетита, магнетит-биотит-хлоритовым и магнетит-кумингтонитовым сланцам. Кроме того, широко развиты слюдястые сланцы, в составе которых преобладают кварц, биотит, мусковит, а также хлорит. Некоторые разновидности сланцев содержат плагиоклаз, силлиманит, гранат.

Формирование современной структуры Криворожско-Кременчугской зоны связано с двумя тектоническими фазами. Первая выражена в образовании основных субмеридиональных структур, прогрессивном метаморфизме, гранитизации с образованием гранито-гнейсов, мигматитов и гранитов. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов определяется по данным А. П. Никольского (Елисеев и др., 1961) интервалом 1920—2080 млн. лет, а по данным А. И. Тугаринова (Александров, 1963) 1800—1900 млн. лет. Со второй фазой связано образование субширотных складок и разрывов и локальное проявление натриевого метасоматоза. Таким образом, формирование натриевых метасоматитов можно относить к заключительным стадиям тектономагматической активизации на границе нижнего и среднего протерозоя.

Участки развития щелочного метасоматоза в целом контролируются линейными разломами значительной протяженности. В пределах разломов метасоматиты формируются в зонах развития брекчированных, интенсивно катаклазированных, трещиноватых и перемятых пород. Размеры и форма метасоматических тел в основном определяются тектоническими зонами. По простиранию метасоматиты непрерывно прослеживаются на протяжении сотен метров и даже первых километров при мощности от одного до нескольких десятков метров.

Количественный минеральный и химический состав натриевых метасоматитов сильно зависит от исходного состава пород. Степень метаморфизма не отражается на составе метасоматитов. И. В. Александров (1963) предлагает разделять вмещающие породы в зависимости от содержания железа и алюминия на три группы: 1) породы, богатые алюминием и сравнительно бедные железом;

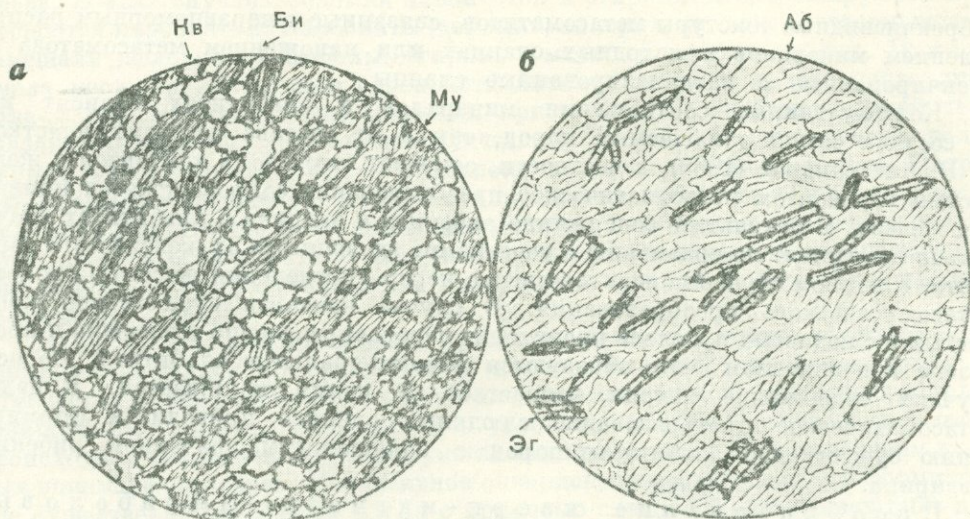


Рис. 23. Изменение структуры и состава сланцев при альбитизации.

а — кварц-сланцевый сланец; б — альбитит по кварц-сланцевому сланцу. Зарисовки шлифов, ув. 30.  
Кв — кварц, Му — мусковит, Би — биотит, Аб — альбит, Эг — эгирин

2) породы, богатые алюминием и железом; 3) породы, богатые железом и очень бедные алюминием. Наиболее характерными разновидностями первой группы являются слюдястые сланцы, второй — кварц-магнетит-амфиболовые сланцы, третьей — амфибол-магнетитовые кварциты.

Метасоматическое изменение слюдястых сланцев. Начальная ступень метасоматического преобразования характеризуется появлением единичных бластических зерен альбита. Наименее устойчив кварц, который по мере развития процесса полностью замещается альбитом. В результате образуются хлорит-мусковит-альбитовые, мусковит-альбитовые и биотит-мусковит-альбитовые метасоматиты с реликтами кварца. Следующая ступень метасоматического преобразования — замещение биотита и кварца альбитом, щелочным амфиболом и гематитом. Последний обуславливает красноватые тона окраски метасоматитов. Замещения мусковита альбитом и, наконец, щелочного амфибола эгиринотом представляют последующие ступени метасоматического преобразования. Наиболее вероятно следующая метасоматическая колонка по слюдястым сланцам:

кварц, биотит, мусковит → альбит, биотит, мусковит → альбит, рибекит, мусковит → альбит, эгирин.

Относительная устойчивость кварца и мусковита целиком зависит от соотношения алюминия и кремния в породах. При соотношении атомных количеств кремния к алюминию менее трех устойчивой во внешних зонах будет ассоциация альбита и мусковита; более трех — ассоциация альбита и кварца. В целом альбититы чрезвычайно неоднородны по составу, с чем связана их полосчатость (рис. 23). С одной стороны, она является в значительной мере отражением полосчатости сланцев, которые обычно состоят из чередующихся прослоев существенно кварцевого, слюдяного и кварц-сланцевого состава. С другой стороны, полосчатость связана с различной интенсивностью метасоматического преобразования пород. В ряде случаев отмечаются пятнистые

и брекчиевидные текстуры метасоматитов, связанные с неравномерным распределением минералов в исходных сланцах или наложением метасоматоза на брекчированные и катаклазированные сланцы.

Количественные соотношения минералов в альбититах зависят как от состава самих замещаемых пород, так и от состава соседних участков. И. В. Александров (1963), в частности, отмечает, что вдоль контактов с железистым горизонтом метасоматическое преобразование сопровождается привносом железа. В результате содержание рибекита и эгирина в альбититах значительно возрастает по сравнению с участками, удаленными от железистого горизонта. В данном случае можно говорить о перераспределении железа в процессе метасоматического преобразования. В случае контакта существенно кремнистых и слюдистых прослоев происходит перераспределение глинозема и кремнезема и в конечном счете образуются мономинеральные альбититы. Во всех случаях содержание натрия возрастает, а калия понижается. В целом метасоматическое преобразование слюдяных сланцев приводит к формированию существенно альбитовых пород с подчиненным значением рибекита и эгирина.

Преобразование кварц-магнетит-амфиболовых сланцев. В состав сланцев входят куммингтонит-грюнерит, магнетит, кварц, биотит, иногда хлорит и сидерит. В процессе метасоматического преобразования пород происходило интенсивное оцелачивание куммингтонит-грюнерита, замещение кварца и биотита щелочным амфиболом, мартитизация магнетита. Щелочной амфибол в основном представлен родуситом, реже рибекитом. Эгирин в метасоматитах этого вида отмечается в незначительном количестве. Метасоматическое преобразование хлоритовых сланцев в основном приводит к образованию существенно рибекитовых (точнее щелочно-амфиболовых) пород.

Преобразование амфибол-магнетитовых кварцитов. В состав кварцитов кроме кварца и магнетита входят куммингтонит-грюнерит, биотит, редко микроклин и плагиоклаз. Метасоматическое преобразование проявляется в подцелачивании куммингтонит-грюнерита. При этом минерал приобретает синеватую окраску, а по краям и вдоль трещинок замещается волокнистым щелочным амфиболом. При дальнейшем развитии процесса происходит полное замещение куммингтонит-грюнерита щелочным амфиболом. Параллельно за счет кварца и магнетита развивается эгирин. Конечными продуктами процесса являются магнетит-рибекит-эгириновые и магнетит-эгириновые породы. Кварц при этом замещается полностью, а магнетит сохраняется в виде корродированных зерен. В процессе метасоматоза происходит вынос кремния, привнос натрия, увеличение содержания окисного железа за счет закисного без заметного изменения общего количества.

В зависимости от исходного состава пород и интенсивности метасоматического преобразования в процессе натриевого метасоматоза формируются различные по составу метасоматиты, известные под названием щелочно-амфиболовых сланцев, альбититов, рибекит-эгириновых сланцев, эгириновых альбититов, эгиринитов, эгирин-магнетитовых сланцев и т. д. Химизм процесса несомненно свидетельствует о щелочном характере растворов. Во всех случаях типичны неустойчивость кварца, вынос кремния, привнос натрия, окисление железа. Глинозем, железо и, по-видимому, магний не привносятся и не выносятся раствором, а испытывают локальное перераспределение.

С натриевым метасоматозом четко сопряжена карбонатизация пород. Последняя наиболее интенсивно проявляется в участках брекчирования и ката-

клаза. В этих случаях обломки альбититов и эгиринитов цементируются и замещаются карбонатом. Карбонаты (доломит, анкерит, кальцит) метасоматически замещали щелочные амфиболы, эгирин, в меньшей степени альбит. При этом имела место собирательная перекристаллизация эгирина и щелочного амфибола с образованием более крупных кристаллов. С карбонатизацией тесно связано образование мелкокристаллического флогопита, гидрослюды, волокнистого щелочного амфибола — крокидолита, мартитизация магнетита. Натриевый метасоматоз и карбонатизация оказывают существенное влияние на состав железных руд. Вместе с тем важно подчеркнуть, что привнос железа в руды не происходил, а если и имел место незначительный привнос или перераспределение железа внутри участка, то это не являлось главной особенностью процесса (Александров, 1963).

По-видимому, к сопряженным процессам следует относить также окварцевание, проявленное по сравнению с карбонатизацией еще более локально. Отмечается преимущественное наложение окварцевания на альбититы и альбитизированные сланцы. При этом в условиях диффузионного метасоматоза происходила собирательная перекристаллизация альбита с образованием крупных идиоморфных зерен. Интенсивное окварцевание обуславливало формирование существенно кварцевых пород с примесью слюды. В целом масштабы проявления карбонатизации и окварцевания по сравнению с натриевым метасоматозом незначительны.

Анализ реакций равнообъемного замещения альбитита карбонатом показывает, что их протеканию благоприятствует возрастание щелочности растворов. Реакции окварцевания явно носят кислотный характер. Вероятно, эволюция гидротермально-метасоматического процесса обусловлена возрастанием щелочности растворов, а затем понижением их температуры и возрастанием кислотности. Анализ экспериментальных данных по моделированию натриевых метасоматитов, проведенный И. В. Александровым (1963), дает основание предполагать, что формирование натриевых метасоматитов происходило при температуре  $450^{\circ}\text{C}$ , давлении порядка  $500\text{--}1500\text{ кгс/см}^2$ ; растворы характеризовались содовым составом с концентрацией  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  порядка  $0,25\text{--}1,5\text{ N}$ .

Рудоносности метасоматитов Кривого Рога в опубликованной литературе уделено мало внимания. Как подчеркивают все исследователи, железные руды имеют метаморфическое происхождение и непосредственно не связаны с натриевым метасоматозом. Из нерудных полезных ископаемых упоминаются месторождения крокидолит-асбеста.

Вместе с тем в ряде публикаций описываются ураноносные натриевые метасоматиты по железистым породам без указания районов их распространения. Наиболее представительные данные приведены в работах А. И. Тугаринова (1963), Р. П. Петрова с соавторами (1969), В. Г. Кушева (1972).

В. Г. Кушев указывает, что оруденение прослеживается в интервале глубин до  $1000\text{ м}$ , а иногда и более. Чаще всего месторождения следует рассматривать как комплексные, так как в пределах одного рудного поля можно наблюдать апатит-малаконовые, карбонат-гематит-магнетитовые с уранинитом, сульфидно-настурановые и редкоземельно-урановые руды.

Оруденение явно накладывается на натриевые метасоматиты, тяготея к зонам постальбититового катаклаза. По времени рудоотложение, вероятно, синхронно с карбонатизацией. Ураноносные альбититы составляют лишь часть тел натриевых метасоматитов, их контуры определяются границами зон поздней трещиноватости.

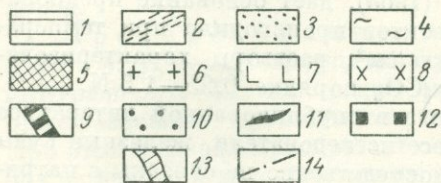
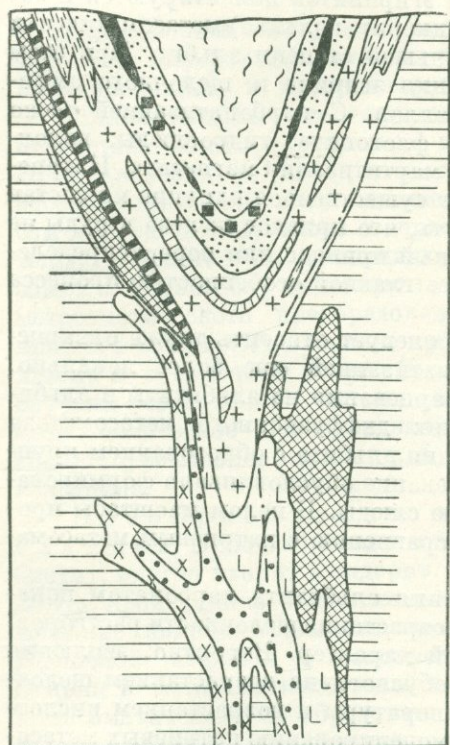


Рис. 24. Схематический разрез месторождения урана в железистых породах. По А. И. Тугаринову (1963).

1 — гранат-куммингтонитовые сланцы; 2 — биотитовые сланцы; 3 — кварцит-доломитовая толща; 4 — графитовые сланцы; 5 — амфибол-магнетитовая руда; 6 — альбититы; 7 — эгириниты; 8 — рибекитизированные сланцы; 9 — крокидолит-гидробиотитовые уранинитовые руды; 10 — доломит-уранинитовые железисто-карбонатные руды; 11 — апатитоносные горизонты; 12 — малаконсодержащие метасоматиты; 13 — метасоматиты с прожилково-смоляным оруденением; 14 — разрывные нарушения.

поглощаются такими минералами, как сфен, апатит, браннерит. Основная масса оруденения связана с более поздним натриево-карбонатным метасоматозом, который проявился очень локально на фоне обширного развития ранних натриевых метасоматитов. Очевидно, ассоциацию доломит — гематит — гидробиотит — уранинит следует рассматривать как сопряженную с натриевым метасоматозом. Что касается позднего эгирина, упоминаемого

В качестве иллюстрации соотношения метасоматитов и руд в железистых породах рассмотрим месторождение, описанное А. И. Тугариновым (1963). Залежи метасоматитов располагаются в ядре синклинальной складки, сложенной биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гранат-амфибол-магнетитовыми, перемежающимися с магнетитовыми и амфибол-магнетитовыми кварцитами и перекрытыми кварцит-доломитовыми и графитовыми сланцами (рис. 24). Устанавливается строгая чередованность: альбититы развиваются по слюдяно-кварцевым сланцам, щелочно-амфибол-магнетитовые породы — по куммингтонитовым сланцам, эгириниты — по железистым кварцитам. Степень метасоматического преобразования пропорциональна тектонической проработке исходных пород. Интервал щелочного метасоматоза по вертикали превышает 1,5 км.

Железистые породы на месторождении замещены магнетитовыми метасоматитами и эгиринитами. Урановое оруденение тяготеет к контакту эгиринитов и альбититов. Оно представлено следующей минеральной ассоциацией: волокнистый щелочной амфибол (крокидолит), гидробиотит, доломит, гематит, альбит, уранинит или коффеинит. Спорадически распространены скопления апатита, малакона, сфена и браннерита. А. И. Тугаринов (1963) подчеркивает значительное увеличение в рудах доломита на более глубоких горизонтах.

Урановые руды в альбититах на верхних горизонтах по существу представляют передовые участки карбонатных метасоматитов, развивающихся ниже. На нижних горизонтах доломитизация алюмосиликатов обусловила появление уранинит-магнетит-карбонатных, либо уранинит-гематит-карбонатных руд. С натриевым метасоматозом связаны незначительные концентрации урана, которые в основном

А. И. Тугариновым, то его, видимо, следует рассматривать как результат избирательной перекристаллизации, происходящей на фоне замещения эгирина доломитом. Возраст урановых залежей был определен в 1860 млн. лет, что позволяет относить рудообразование к границе нижнего и среднего протерозоя.

Много общих черт с вышеописанным имеет месторождение, упомянутое В. Г. Кушевым (1972). Зона щелочного метасоматоза расположена в моноклиальной толще пород формации железистых кварцитов, контактирующих по разломам с гранитоидами. В основании разреза залегают метаморфизованные аркозовые песчаники и мелкогалечные конгломераты, выше следуют амфибол-магнетитовые и магнетитовые кварциты, перемежающиеся с гранат-амфиболовыми сланцами. За счет глиноземистых сланцев образуются альбититы, а по существу железистым породам — рибекит-эгириновые и альбит-рибекит-эгириновые породы.

В отличие от рассмотренного выше примера, здесь щелочному метасоматозу подверглись породы, метаморфизованные в условиях не амфиболитовой, а гранулитовой фации. Тем не менее характер метасоматоза совершенно тождествен. Месторождение представлено залежами малаконовых, апатит-малаконовых и апатитовых урановых руд. Четко устанавливается приуроченность урановорудного процесса к поздним стадиям щелочного метасоматоза, по времени совпадающего с выделением карбонатов. В районе месторождения и во всех других случаях не выявлены гранитоиды, с которыми можно было бы связать натриевый метасоматоз.

Следует подчеркнуть следующие особенности натриевых метасоматитов в железистых породах:

а) установлена четкая зависимость состава метасоматитов от состава вмещающих пород, альбититы — по породам, богатым глиноземом, эгирициты — по железистым кварцитам; по породам, богатым глиноземом и магнием, возникают рибекитовые метасоматиты с переменным количеством альбита и эгирина;

б) горизонтальная метасоматическая зональность проявлена очень нечетко из-за крайне неоднородного состава вмещающих пород;

в) с натриевым метасоматозом сопряжены карбонатизация, урановое рудообразование и окварцевание;

г) геохимическая специализация натриевых метасоматитов выражается в повышении содержания фосфора, циркона, редких земель, тория. Для метасоматитов характерна отчетливая металлогеническая специализация на уран;

д) отмечаются значительные масштабы развития метасоматоза в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород, отсутствие непосредственной связи с магматическими образованиями; контроль натриевых метасоматитов зонами доальбититового, а карбонатных метасоматитов — послеальбититового катаклаза и брекчирования; ограниченные масштабы проявления карбонатного метасоматоза и оруденения по сравнению с натриевым метасоматозом;

е) своеобразные фациальные особенности химизму и минеральному составу метасоматитов придает обогащенность вмещающих пород железом, с чем связано высокое содержание в метасоматитах эгирина, щелочного амфибола, окислов железа. Основные особенности химизма натриевого метасоматоза выражаются в привносе натрия, выносе кремнекислоты, инертности алюминия, железа и, возможно, магния.

Натриевые метасоматиты в гранитоидах и гнейсо-мигматитовых толщах. В настоящее время известно много

примеров проявления натриевого метасоматоза среди пород гранитоидного состава. Однако достаточно освещены в литературе лишь те, с которыми связана промышленная урановая минерализация. Обширная литература и личные материалы автора позволяют дать достаточно полную характеристику ураноносных натриевых метасоматитов.

Участки развития ураноносных натриевых метасоматитов контролируются крупной длительно развивающейся зоной разломов. Эта зона имеет близмеридиональное простирание и располагается вдоль контакта гнейсовой толщи с крупным гранитным плутоном нижнепротерозойского возраста. Формирование тектонической зоны связано с процессами активизации эпиархейской платформы на границе нижнего и среднего протерозоя (1900—2000 млн. лет). На ранних стадиях активизации широко развиты процессы гранитизации, с образованием мигматитов и гранитов. Гранитные расплавы частично кристаллизовались непосредственно в участках их формирования, частично внедрились во вмещающие гнейсы в виде инъекций, с образованием многочисленных жилообразных и линзообразных тел, залегание которых согласно с элементами кристаллизационной сланцеватости гнейсов. Данная стадия завершилась образованием пегматитовых жил.

Для более поздней стадии активизации характерны тектонические движения по разломам, сопровождавшиеся дислокационным метаморфизмом в условиях альмандин-амфиболитовой фации. При этом были сформированы кварц-микроклин-олигоклаз-биотитовые бластомилониты и бластокатаклазиты. Четкое наложение бластомилонитов на граниты и пегматиты свидетельствует об их образовании после завершения гранитизации.

С еще более поздней стадией связано образование милонитов и катаклазитов. Типичная минеральная ассоциация катаклазитов — кварц — альбит — эпидот — калишпат — гематит, которая указывает на их образование в условиях зеленосланцевой фации. Для катаклазитов и милонитов характерна остроугольная форма обломков, указывающая на их формирование в условиях хрупких деформаций, без заметной перекристаллизации раздробленных минералов. В этом отношении они принципиально отличаются от бластомилонитов — бластокатаклазитов, для которых характерны бластовые структуры и очково-струйчатые текстуры.

Кроме основного бластомилонитового шва развивается серия более тонких швов, располагающихся параллельно или под некоторым углом к основному (рис. 25). Отдельные участки бластомилонитов затронуты более поздним катаклизмом и милонитизацией. В этих случаях линзовидные зерна минералов и струйчатые агрегаты кварца дробятся и дезориентируются с образованием кластических структур. Катаклизмом захватываются как бластомилониты, так и вмещающие породы. При этом мощности зон катаклаза изменяются от первых метров до десятков и сотен метров.

Натриевый метасоматоз отчетливо накладывается на катаклазированные и милонитизированные породы, знаменуя собой следующую стадию процесса активизации. Местами он проявляется в пределах мощных зон катаклаза, захватывая их целиком или отдельные их участки, местами отмечается в относительно маломощных зонах. В этих случаях метасоматоз распространяется и на участки, не затронутые катаклизмом. Встречаются также протяженные и достаточно мощные зоны катаклаза, в которых полностью отсутствуют проявления натриевого метасоматоза. Все это указывает на отсутствие прямой пропорциональности между интенсивностью и масштабами развития катаклаза и натриевого метасоматоза. Можно утверждать, что зоны катаклаза являются

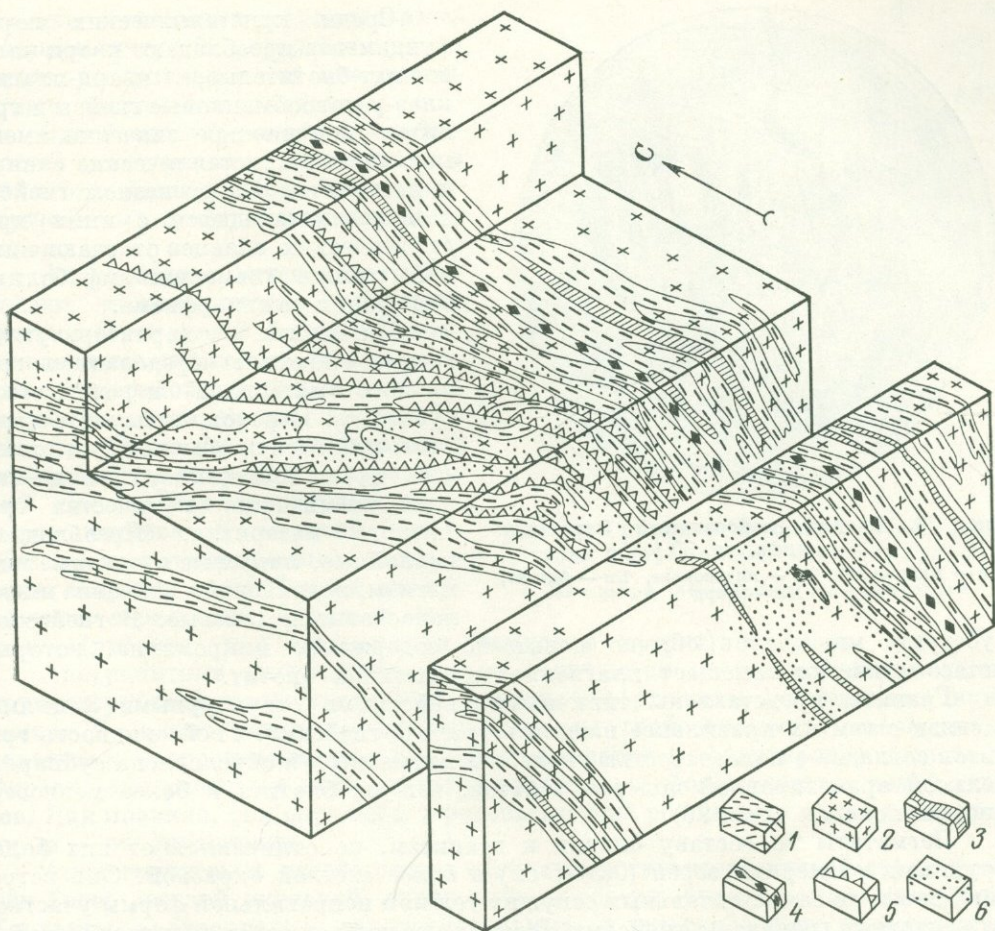


Рис. 25. Схема геологического строения месторождения в альбититах. Блок-диаграмма 1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — пегматиты; 4 — бластомилонитовые и милонитовые швы; 5 — зоны катаклизмов; 6 — рудоносные натриевые метасоматиты

необходимым, но недостаточным условием проявления натриевого метасоматоза.

Основная масса оруденения формируется после образования натриевых метасоматитов, причем наиболее богатая минерализация приурочена к зонам катаклаза, наложенным на альбититы. Четкая пространственная приуроченность уранового оруденения к внутренним наиболее интенсивно преобразованным зонам натриевых метасоматитов не оставляет сомнения в сопряженности уранового оруденения с натриевым метасоматозом. Рудоотложение во времени совпадает с карбонатной стадией, представленной кальцитом, гематитом и гидробиотитом (или хлоритом). Очевидно, натриевый метасоматоз, карбонатная стадия и оруденение характеризуют наиболее позднюю регрессивную стадию процесса активизации. Последующие тектонические движения были незначительны, они не оказали заметного влияния на состав и структуру метасоматитов, а также на морфологию рудных тел.

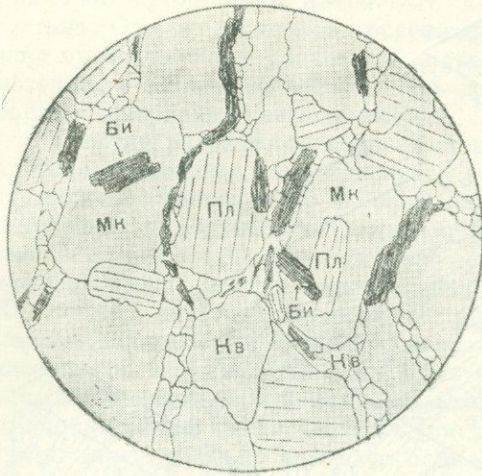


Рис. 26. Гранит гнейсовидный. Зарисовка шлифа, ув. 30.

Мк — микроклин, Пл — плагиоклаз, Би — биотит, Кв — кварц

субстрате мигматитов обычно повышено содержание микроклина, который метасоматически замещает плагиоклаз и частично биотит.

Граниты представлены типичными гнейсовыми структурными фациями, в связи с чем их правильнее называть гранито-гнейсами. Гнейсовидность гранитов согласна с полосчатостью гнейсов и мигматитов и обусловлена субпараллельной ориентировкой полевых шпатов, чешуек биотита и более мелкозернистых полосок (рис. 26).

Пегматиты по составу близки к гранитам, но отличаются от них более крупными размерами зерен (0,5—5 см) и более светлой окраской. Они встречаются в виде самостоятельных секущих тел или неправильной формы участков на контактах гранитов с гнейсами. В таких участках переход гранитов в гнейсы происходит на расстоянии 10—20 см путем постепенного увеличения размеров зерен минералов. У наиболее распространенных секущих тел пегматитов устанавливается четкий интрузивный контакт с гранитами, с зоной закалки в виде аплитовидного материала. Пегматиты имеют очень неоднородные размеры минеральных зерен, а также отличаются распределением биотита. Последний местами образует крупные скопления, а местами отсутствует. Соотношение микроклина и плагиоклаза в пегматитах примерно то же, что и в гранитах, содержание биотита меньше, а кварца несколько выше. Как правило, пегматиты располагаются согласно со сланцеватостью гнейсов. Но в них ориентированные структуры выражены значительно слабее. Количество пегматитовых жил измеряется сотнями и в совокупности они образуют пояс шириной около 1 км, пересекающий граниты и гнейсы.

Судя по геологическим наблюдениям и минеральным парагенезисам, образование кристаллических пород фундамента происходило в условиях прогрессивного метаморфизма. Его внешний фронт отвечал амфиболитовой, а внутренний — гранулитовой фации. Во внутренней зоне имели место перекристаллизация основных кристаллических сланцев и плавление гнейсов с образованием инъекционных мигматитов и секущих тел гранатов. Пегматиты

Среди кристаллических пород фундамента преобладают кварц-полевошпат-биотитовые, кварц-плагиоклаз-роговообманковые гнейсы и граниты, подчиненное значение имеют мигматиты, кристаллические сланцы и пегматиты. Парагенезисы гнейсов и переслаивающихся с ними кристаллических сланцев отвечают нижней границе алмадин-амфиболитовой фации метаморфизма.

Мигматиты характеризуются весьма сложным чередованием гранитного материала и гнейсового субстрата. Переход мигматитов в граниты или гнейсы обычно осуществляется путем постепенного увеличения или уменьшения количества гранитного материала. Преобладают послойные, линзовые и очковые мигматиты, подчиненное значение имеют полосчатые и тентовые. В гнейсовом

частично возникли в результате автометасоматической переработки гранитов, а основная масса внедрилась в виде остаточных расплавов.

Одной из характерных особенностей натриевых метасоматитов является унаследование текстурно-структурных особенностей исходных пород.

Апогнейсовые метасоматиты обладают мелкозернистым строением (размер зерен менее 1 мм), относительно высоким содержанием цветных минералов, в общем соответствующем содержанию биотита в гнейсах. Очень часто в апогнейсовых метасоматитах сохраняется характерный для гнейсов текстурный узор, выражающийся в наличии полос, обогащенных темноцветными минералами. Окраска апогнейсовых метасоматитов серая или бурая, с синеватым (рибекит) или зеленоватым (эпидот и хлорит) оттенком.

Апогранитные метасоматиты резко отличаются от апогнейсовых среднекрупнозернистой структурой, более низким содержанием темноцветных минералов. Довольно четко проявлены элементы гнейсовидности, наследующие полосчатое распределение темноцветных минералов и ориентировку последних. Окраска апогранитных метасоматитов значительно более светлая, чем у гнейсов. Как правило, они окрашены в розоватые тона во внешних зонах и в светло-серые — во внутренних.

Апопегматитовые метасоматиты отличаются гигантозернистой структурой, еще более светлой окраской, очень низким содержанием цветных минералов. Контакты апогранитных, апопегматоидных и апогнейсовых метасоматитов столь же четки, как и у исходных пород. Все это позволяет легко восстанавливать исходные породы.

В большинстве случаев метасоматоз накладывается на участки, претерпевшие катаклиз. Наиболее широко распространены слабо катаклазированные породы. Интенсивность дробления и перетирания в них относительно незначительна, в связи с чем в огромном большинстве случаев нетрудно установить: имеем ли мы дело с катаклазированным гранитом, гнейсом или пегматитом. Катаклазированные породы состоят из минералов, разбитых многочисленными микротрещинами (рис. 27). Смещение обломков по таким трещинам незначительно, что позволяет мысленно сложить отдельные части зерен, восстанавливая таким образом исходную структуру пород.

Метасоматическое преобразование приводит к частичному залечиванию элементов катакlastической структуры, так что невооруженным глазом далеко не всегда удается их диагностировать. Особенно это касается альбититов, продуктов наиболее интенсивного преобразования. Однако при микроскопическом изучении в большинстве случаев катакlastические структуры выявляются достаточно отчетливо. Особенно хорошо фиксируется угловатая форма альбита, наследующего форму обломков полевых шпатов (рис. 28). Цемент представлен

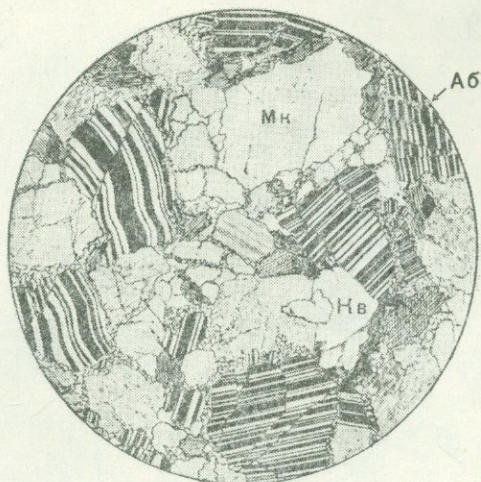


Рис. 27. Гранит катаклазированный. Зарисовка шлифа, николи скрещены, ув. 30.

Кв—кварц, Аб—альбит, Мк—микроклин



Рис. 28. Унаследованная катакlastическая структура в альбитите по катаклазированному гнейсу. Промежутки между угловатыми зернами альбита заполнены хорошо образованными агрегатами рибекита. Шлиф при одном николе, ув. 30.



Рис. 29. Унаследованная катакlastическая структура в альбитите. Альбитит по катаклазированному граниту. Угловатой формы обломок альбитизированного олигоклаза обрастает водно-прозрачным альбитом. Темное — рибекит, темно-серое — альбитизированный олигоклаз, светлое — новообразованный альбит. Ув. 30.

хорошо образованными кристаллическими агрегатами рибекита и альбита, что однозначно свидетельствует о доальбититовой природе катакlastической структуры.

В ряде случаев о преальбититовом катаклазе свидетельствуют более тонкие признаки. Так, на рис. 29 видно удлиненное линзовидное зерно альбита, в котором различимы две зонки — внутренняя мутная, содержащая много-

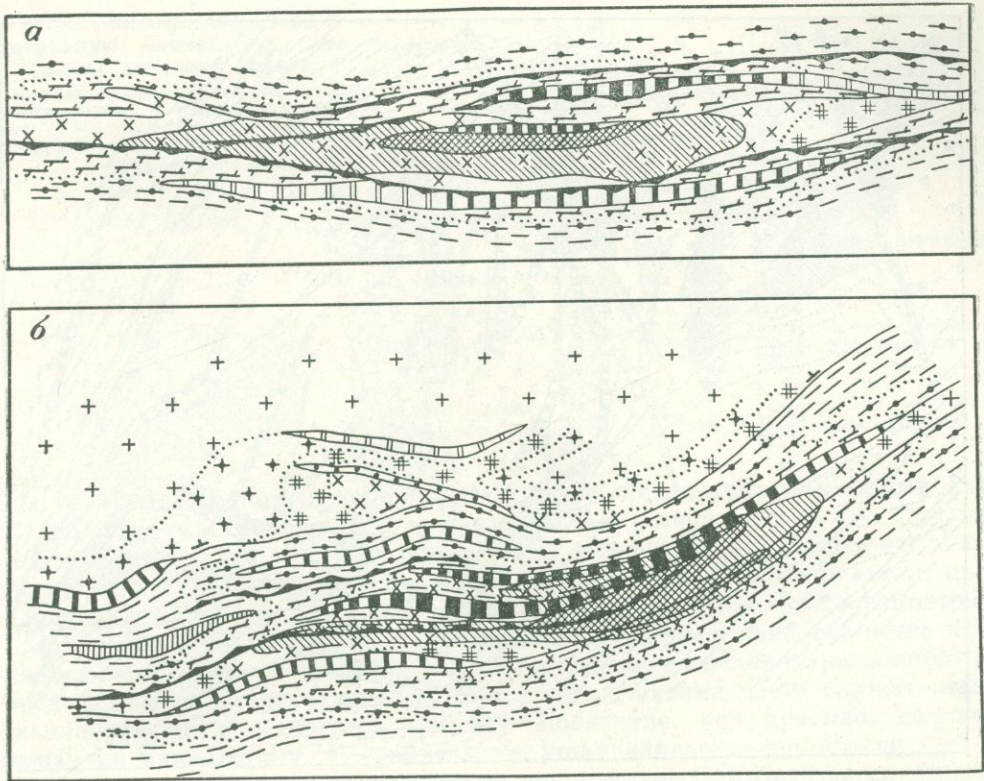


Рис. 30. Приуроченность натриевых метасоматитов к жилообразному телу катаклазированных гранитов (а) и к участку сложной перемежаемости гранитов, гнейсов и пегматитов (б). Услов. обозначения см. на рис. 31

численные чешуйки серицита, и внешняя водяно-прозрачная. Контуры внутренней зоны угловатые, в то время как в целом зерно альбита имеет плавные очертания. Как установлено, мутный альбит, содержащий мельчайшие чешуйки серицита, развивается по олигоклазу, а водяно-прозрачный альбит замещает кварц и выполняет пустотки. Следовательно, здесь альбитом был замещен обломок плагиоклаза, который в процессе метасоматоза обрастал новообразованным водяно-прозрачным альбитом с некоторым сглаживанием угловатых контуров.

Вместе с тем натриевые метасоматиты подвергались и более поздним деформациям с возникновением участков катаклаза и перетирания, а местами брекчиевидных и микробрекчиевых текстур. Зерна альбита в таких участках раздроблены, часто с изогнутыми двойниками, скопления рибекита, хлорита и эпидота перемяты, а в тонкоперетертом цементе присутствует большое количество мелких угловатых обломков альбита. Именно в этих наложенных на альбититовых зонах катаклаза локализуется сопряженная с натриевым метасоматозом постальбититовая минерализация. Последняя представлена кальцит-гидробитит(хлорит)-гематитовой ассоциацией и минералами урана — браннеритом, уранинитом — и продуктами их разрушения: трудно диагностируемыми титанатами, силикатами, окислами и гидроокислами урана (Минева, Коченова, 1976).

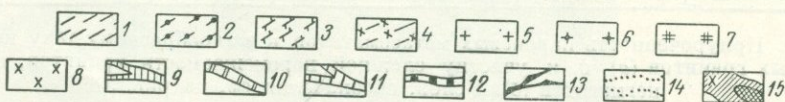
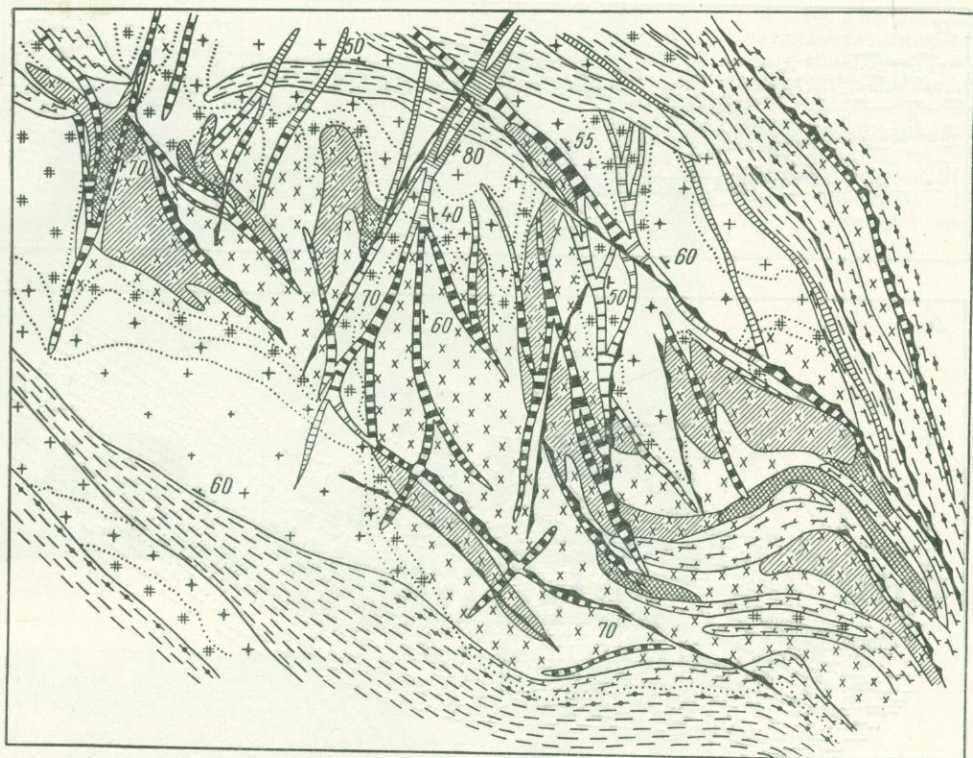


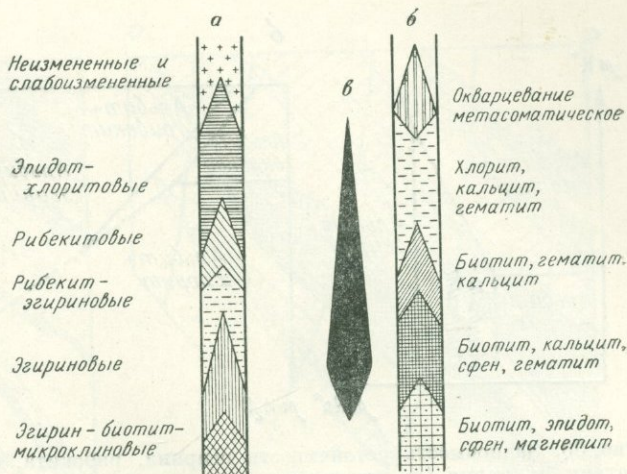
Рис. 31. Приуроченность натриевых метасоматитов к жилам пегматитов в гранитах.

1 — гнейсы; 2—4 — апогнейсовые метасоматиты: 2 — слабо десилицированные гнейсы, 3 — десилицированные гнейсы, 4 — альбититы мелкозернистые; 5 — граниты; 6—8 — апогранитные метасоматиты: 6 — слабо десилицированные граниты, 7 — десилицированные граниты, 8 — альбититы среднезернистые; 9 — пегматиты; 10—12 — апопегматитовые метасоматиты: 10 — слабо десилицированные пегматиты, 11 — десилицированные пегматиты, 12 — крупнозернистые альбититы; 13 — бластомилонитовые и милонитовые швы; 14 — границы метасоматических зон; 15 — рудные тела с участками относительно богатых руд

Ураноносные альбититы развиваются за счет всех перечисленных пород — гнейсов, гранитов, мигматитов, бластомилонитов, милонитов и катаклизмов. Иногда метасоматические изменения захватывают отдельные участки мощных зон милонитизации и катаклаза. Интенсивность метасоматического преобразования в пределах таких зон существенно варьирует, согласуясь со степенью тектонической проработки пород. Зональность метасоматитов в этих случаях проявлена неконтрастно, сильно затушевываясь неоднородностью состава и структуры, тектонической проработкой и метаморфизмом (диафторезом) исходных пород. Значительно четче зональность проявляется в относительно незначительных по мощности ореолах метасоматического преобразования, формирующихся вдоль относительно маломощных тектонических зон. Такие зоны нередко образуются за счет жилообразных тел гранитов или пегматитов, которые в условиях тектонических деформаций подвергаются катаклазу в значительно большей степени, чем вмещающие их гнейсы. В центральных частях

Рис. 32. Схема, характеризующая вертикальную зональность натриевых метасоматитов:

*а* — зональность альбититовой стадии, *б* — зональность постальбититовой стадии, *в* — относительная распространенность оруденения в вертикальном разрезе



таких метасоматических ореолов располагается средне-крупнозернистый альбитит по граниту или пегматиту, который отделен резкой границей от апогнейсовых альбититов (рис. 30). Последние через серию переходных зон сменяются неизменными гнейсами. Зональность в гнейсах проявлена очень четко, причем мощности отдельных зон нередко составляют всего несколько сантиметров.

Зональность апогранитных натриевых метасоматитов наиболее четко проявляется в тех случаях, когда метасоматический ореол целиком располагается в пределах крупных тел гранитов. Зоной просачивания часто служат жилы катаклазированных пегматитов (рис 31). Последние, как правило, целиком замещаются альбититами. В гранитах же устанавливается достаточно четкая серия зон, характеризующих переход от апогранитных альбититов до неизменных гранитов.

В зависимости от состава темновесных минералов можно выделить три типа натриевых метасоматитов: рибекит-эгириновый, эпидот-хлоритовый и смешанный. Последний характеризуется развитием эгирин-рибекитовых метасоматитов в центральных частях метасоматических тел и эпидот-хлоритовых — в периферических.

В целом эпидот-хлоритовые метасоматиты преобладают в верхних частях метасоматических тел, постепенно вытесняясь книзу эгирин-рибекитовыми. Расположение их в пространстве напоминает форму пламени (рис. 32). Как показывает анализ парагенезисов, понижение температуры, активности натрия и щелочности растворов должно обусловить следующий порядок устойчивости минералов: эгирин → рибекит → хлорит (рис. 33).

Всесторонний анализ по многим сечениям показал, что в распределении парагенных ассоциаций минералов в вертикальном разрезе имеет место четко выраженная тенденция. Наиболее общая схема, характеризующая данную тенденцию, отражена на рис. 32. Сопоставляя схему вертикальной зональности с данными анализа парагенезисов (см. рис. 33), легко убедиться, что порядок смены минеральных парагенезисов снизу вверх отражает понижение температуры, активности натрия и щелочности растворов. Очевидно, при движении растворов снизу вверх должны понижаться температура (в связи с наличием температурного градиента), активность натрия и щелочность растворов (благодаря взаимодействию с породами). Следовательно, вертикальная зональность отражает естественную эволюцию растворов в пространстве.

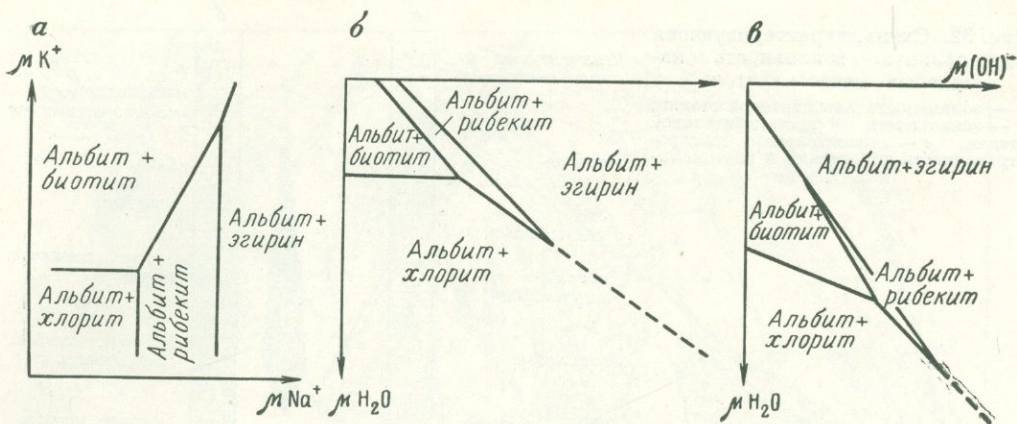


Рис. 33. Зависимость устойчивости эгирина, рибекита, биотита и хлорита от активности натрия и калия (а), активности натрия ( $\mu Na^+$ ) и температуры (б), щелочности и температуры (в)

Следует также подчеркнуть, что состав всех вмещающих пород в целом близок к гранитам, благодаря чему мы имеем идеальный пример проявления вертикальной зональности в чистом виде, не осложненной неоднородностью геологического строения и состава вмещающих пород. Выявлению элементов вертикальной зональности в большой мере способствует огромная протяженность метасоматических тел по падению. Отдельные тела метасоматитов непрерывно прослежены на глубину до 2 км. Сопоставление разрезов с учетом данных по вертикальной зональности позволяет утверждать, что в отдельных случаях вертикальный размах метасоматических тел может достигать 3,5 км. Закономерная смена минеральных ассоциаций в вертикальном сечении отмечается и для парагенезисов постальбититовой стадии (см. рис. 32).

В верхних частях метасоматических тел наряду с выполнением кварцем трещин, пустот устанавливается интенсивное метасоматическое окварцевание, на что впервые обратили внимание В. И. Казанский и автор (Казанский и др., 1974). Положение переотложженного кварца в ореоле натриевых метасоматитов показано на конкретном разрезе (рис. 34). Здесь также видно, как эпидот-хлоритовые метасоматиты на глубину постепенно вытесняются эгирин-рибекитовыми.

Поведение кварца при натриевом метасоматозе можно понять из рассмотрения рис. 35. Кварц исходных гранитов образует мелкие удлиненной формы зерна, волнистоугасающие, с отчетливой ориентировкой. Эти особенности кварца связаны с его давлением и перекристаллизацией, обуславливающими бластоцементную структуру гранитов.

В процессе метасоматического преобразования на фоне общего уменьшения количества кварца начинается его собирательная перекристаллизация с образованием более крупных зерен «глазков». Свойственное гранитам волнистое угасание кварца при этом исчезает. Дальнейшее развитие процесса приводит к замещению кварца альбитом. При этом мелкие неправильные зернышки альбита постепенно увеличиваются в размерах и приобретают четкую кристаллографическую форму вследствие преимущественного роста граней  $\{110\}$  и  $\{110\}$  (рис. 36). Контактующие с кварцем зерна альбита также разрастаются за счет кварца. Дальнейшее развитие процесса приводит к полному замещению «глазков» кварца водяно-прозрачным альбитом.

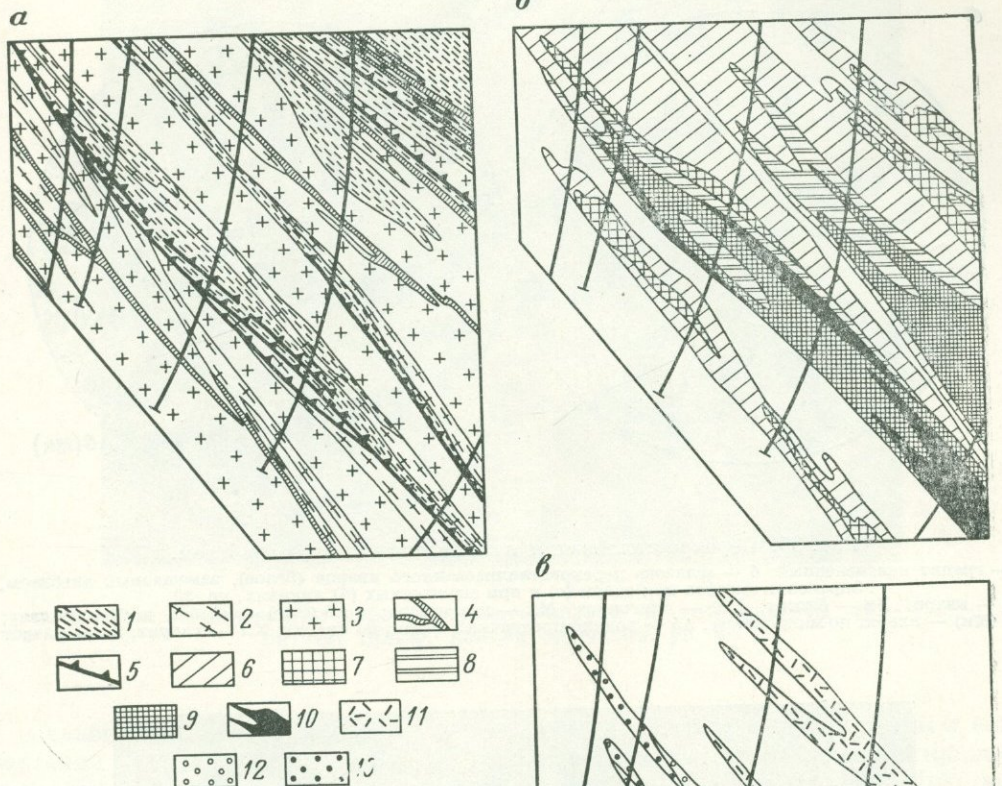


Рис. 34. Положение переотложенного кварца в ореоле натриевых метасоматитов (а — вмещающие ультраметаморфические породы, б — натриевые метасоматиты, в — переотложенный кварц).

1 — гнейсы; 2 — мигматиты; 3 — граниты; 4 — пегматиты; 5 — blastsмилониты и милониты; 6 — 10 — натриевые метасоматиты; 6 — эпидот-хлоритовые внешней и промежуточной зон, 7 — эпидот-хлоритовые альбититы, 8 — эпидот-хлорит-рибекитовые, 9 — эгирин-рибекитовые, 10 — рудоносные альбититы; 11 — 13 — переотложенный кварц: 11 — прожилковый, 12 — прожилково-метасоматический, 13 — метасоматический («кварцевая шапка»)

Переотложенный кварц образует жилы и прожилки (рис. 37), а также замещает натриевые метасоматиты с образованием почти мономинеральных кварцевых пород (рис. 38).

Переотложение кварца в верхних частях метасоматических ореолов, по-видимому, связано с изменением физико-химических параметров гидротермальных растворов. На растворимость кремнезема существенное влияние оказывают температура и в меньшей степени кислотность раствора. Повышение кислотности и снижение температуры гидротермального раствора уменьшают растворимость кремнезема. Сопоставление минеральных ассоциаций ранней

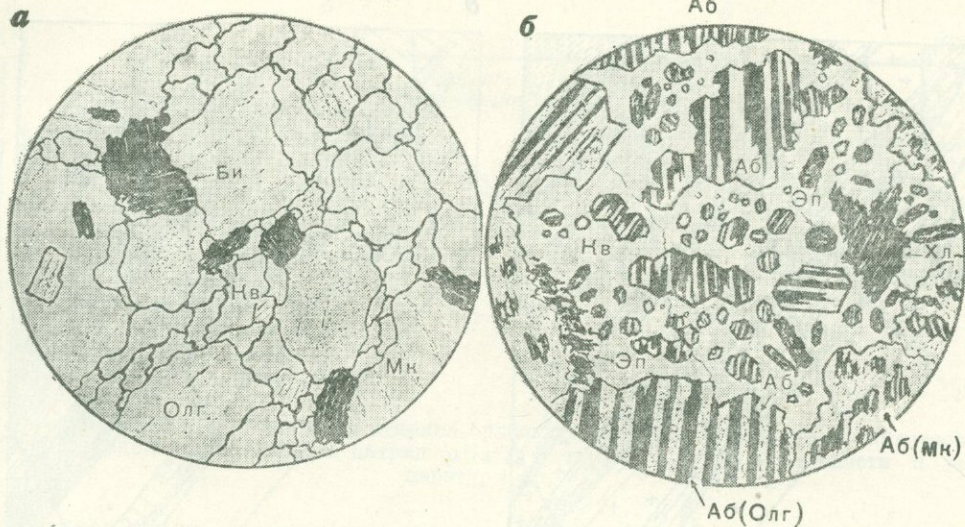


Рис. 35. Перекристаллизация и замещение кварца альбитом.

*a* — гранит неизмененный; *б* — «глазок» перекристаллизованного кварца (белое), замещаемый альбитом. Зарисовки шлифов при одном (*a*) и при скрещенных (*б*) николях, ув. 30.  
 Кв — кварц, Би — биотит; Олг — олигоклаз; Мк — микроклин; Аб (Олг) — альбит по олигоклазу; Аб (Мк) — альбит по микроклину; Аб — водяно-прозрачный альбит по кварцу; Хл — хлорит; Эп — эпидот

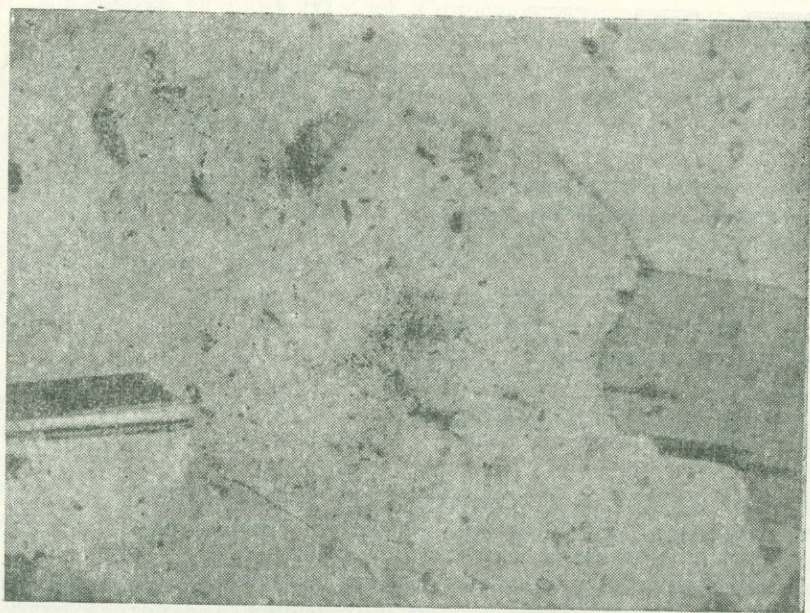


Рис. 36. Замещение перекристаллизованного кварца (основной фон) идиоморфными кристалликами альбита. Шлиф, николи скрещены, ув. 70

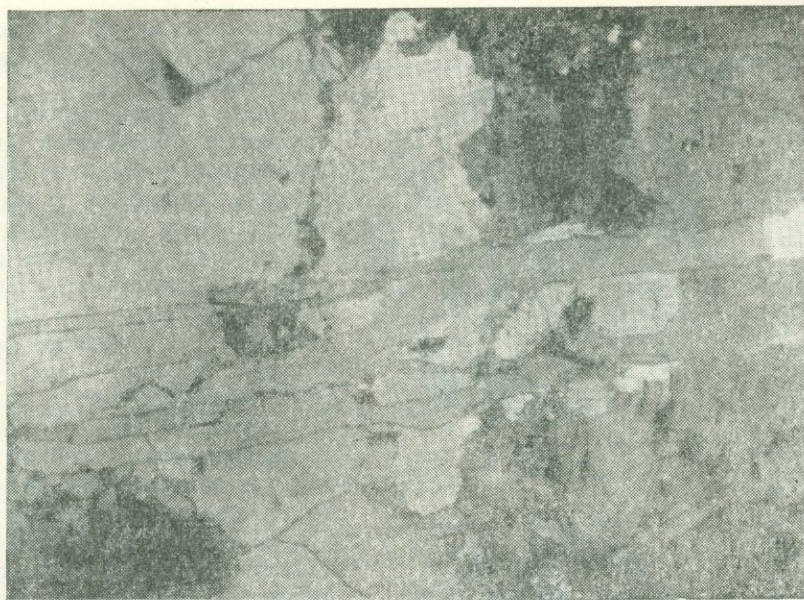


Рис. 37. Прожилки перекристаллизованного кварца в апогранитном альбитите. Шлиф, николи скрещены, ув. 24.

и поздней стадий не позволяет говорить о сколько-нибудь существенном возрастании кислотности растворов. Можно полагать, что перекристаллизация кремнезема обусловлено падением температуры в пространстве и во времени. Действительно, протяженность метасоматических тел на многие сотни метров по вертикали предопределяет наличие температурного градиента. Замещение рибекита и эгирина хлоритом, гематитом и карбонатом в постальбититовую стадию свидетельствует о понижении температуры раствора во времени.

Следовательно, замещение кварца альбитом в процессе натриевого метасоматоза вызывает обогащение растворов кремнекислотой. В дальнейшем на более высоких уровнях из-за падения температуры создаются условия для перекристаллизации выщелоченного кварца — сначала в виде тонких прожилков и жил выполнения, а затем с увеличением кристаллизационного давления в виде зон метасоматического окварцевания.

С этих позиций получает объяснение образование «кварцевых шапок» в верхних частях залежей натриевых метасоматитов. Данные о температуре декрепитации щелочного амфибола ( $350^{\circ}\text{C}$ ) и перекристаллизованного кварца ( $280^{\circ}\text{C}$ ) соответствуют приведенным соображениям.

Признаком корневых частей метасоматических тел служит устойчивость ассоциации эгирина с биотитом, альбитом и микроклином. Ее можно объяснить исходя из экспериментальных данных В. С. Балицкого и В. В. Комовой (1971), которые показали, что замещению калиевого полевого шпата альбитом благоприятствует повышение температуры вплоть до  $500^{\circ}\text{C}$ . Однако при температурах выше  $550^{\circ}\text{C}$  эта тенденция нарушается и калиевый полевой шпат остается устойчивым даже при достаточно высоком отношении натрия к калию в растворах. Приведенные данные открывают заманчивые перспективы для разработки

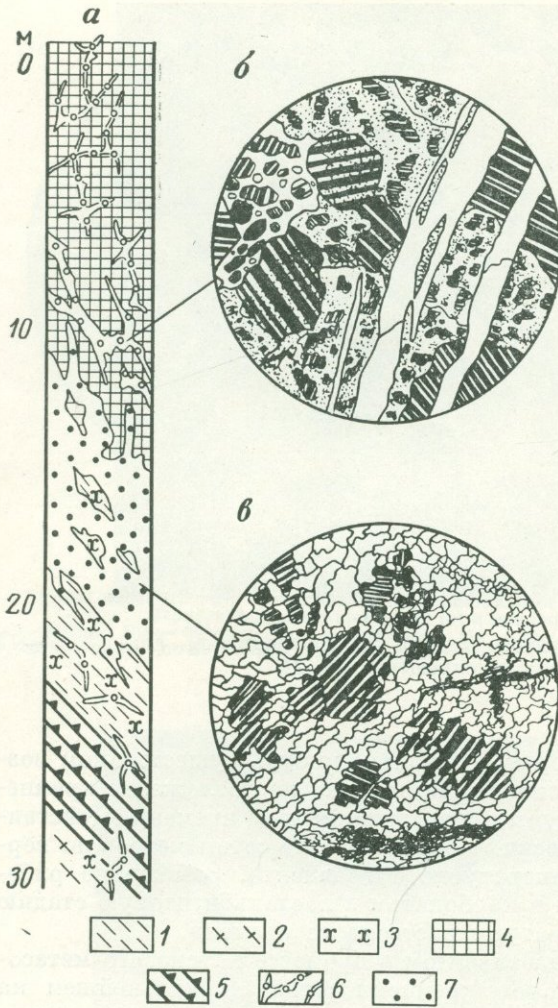


Рис. 38. Переотложенный кварц в верхней части метасоматического тела:

*a* — разрез по скважине через «кварцевую шапку», *б* — прожилки переотложенного кварца (белое) в альбитите; *в* — метасоматический кварц с реликтами альбита и прожилками позднего хлорита.

1 — гнейсы; 2 — мигматиты; 3 — диафториты; 4 — альбититы; 5 — милониты; 6 — кварцевые прожилки; 7 — сливные кварцевые породы

физико-химической теории вертикальной зональности натриевых метасоматитов.

Если рассматривать метасоматическую формацию среднетемпературных натриевых метасоматитов в целом, то в нее входят метасоматиты, образующиеся по железистым кварцитам, сланцам, гнейсам, гранитоидам и т. д., в связи с чем общее число метасоматических фаций весьма значительно. Основная масса ураноносных метасоматитов развивается по породам гранитоидного состава (гранитам, гнейсам, пегматитам и мигматитам). Эти породы несколько варьируют по составу, с чем связано фаціальное разнообразие апогранитоидных метасоматитов. Для метасоматитов эгирин-рибекитового типа установлены четыре фации, которые в соответствии с типоморфными парагенезисами названы: микроклин-рибекитовая, формирующаяся по породам с высоким содержанием микроклина и умеренным содержанием кварца; кварц-эгириновая за счет гранитоидов с относительно высоким содержанием кварца и низким микроклина; кварц-рибекитовая за счет гранитоидов с умеренным содержанием кварца и низким микроклина; особое место занимает микроклин-эгириновая, формирующаяся в условиях повышенной температуры и давления. Отличия указанных фаций видны из метасоматических колоннок (табл. 13).

Для эпидот-хлоритовых натриевых метасоматитов характерны две фации (табл. 14).

В большинстве случаев натриевый метасоматоз накладывается на зоны катаклаза, претерпевшие диафторез зеленосланцевой фации. Характерные минералы диафторитов — кварц, альбит, микроклин, эпидот, хлорит, гематит, иногда кальцит. Если диафториты полностью замещены натриевыми метасоматитами и метасоматоз частично распространяется за пределы тектонических зон, то горизонтальная зональность целиком описывается вышеприведенными колонками. Если же метасоматозом захватываются только центральные части

Фашии эгириин-рибекитовых метасоматитов по гранитам и гнейсам

Номер зоны	Микроклин-рибекитовая	Кварц-эгириновая	Кварц-рибекитовая	Микроклин-эгириновая
0	Кварц, микроклин, олигоклаз, биотит, магнетит	Кварц, микроклин, олигоклаз, биотит, магнетит	Кварц, микроклин, олигоклаз, биотит, магнетит	Кварц, микроклин, олигоклаз, биотит, магнетит
1	Кварц *, микроклин, альбит, рибекит, гематит	Кварц *, микроклин, альбит, рибекит, гематит	Кварц *, микроклин, альбит, рибекит, гематит	Микроклин, альбит, биотит, эгириин
2	Альбит, микроклин, рибекит, гематит	Кварц *, альбит, рибекит, гематит	Кварц *, альбит, рибекит, гематит	Микроклин, альбит, эгириин
3	Альбит, рибекит, гематит	Кварц, альбит, эгириин, гематит	Альбит, рибекит, гематит	Альбит, эгириин
4	Альбит, эгириин, гематит	Альбит, эгириин, гематит	Альбит, эгириин	

Полужирным выделены типоморфные парагенезисы каждой фашии. Звездочкой отмечен кварц перекристаллизованный.

зона диафтореза, то нулевой зоной колонки будет являться диафторит. Метасоматические колонки микроклин-рибекитовой (А) и микроклин-эгириновой (Б) фашии в этом случае приобретают следующий вид.

- А. 0. Кварц, альбит, микроклин, хлорит, эпидот.  
 1. Кварц, альбит, микроклин, рибекит, эпидот.  
 2. Альбит, микроклин, рибекит.  
 3. Альбит, рибекит.  
 4. Альбит, эгириин.
- Б. 0. Кварц, альбит, микроклин, хлорит, эпидот.  
 1. Кварц, альбит, микроклин, биотит, эпидот.  
 2. Альбит, микроклин, биотит, эпидот.  
 3. Альбит, микроклин, биотит, эгириин.  
 4. Альбит, микроклин, эгириин.  
 5. Альбит, эгириин.

Относительно редко встречаются метасоматиты хлорит-кальцитового типа, в которых вместо эпидота присутствует кальцит.

Таблица 14

Фашии эпидот-хлоритовых натриевых метасоматитов по гранитам и гнейсам

Номер зоны	Микроклин-эпидотовая	Кварц-эпидотовая
0	Кварц, микроклин, олигоклаз, биотит, магнетит	Кварц, микроклин, олигоклаз, биотит, магнетит
1	Кварц, микроклин, альбит, хлорит, эпидот, гематит	Кварц, микроклин, альбит, хлорит, эпидот, гематит
2	Микроклин, альбит, хлорит, эпидот, гематит	Кварц, альбит, эпидот, хлорит, гематит
3	Альбит, хлорит, эпидот, гематит	Альбит, хлорит, эпидот, гематит

В вертикальном сечении урановая минерализация занимает достаточно строгое положение в метасоматическом теле: рассеянные бедные концентрации в эпидот-хлоритовых метасоматитах (верхняя часть тела); богатые концентрации в эгириин-рибекитовых метасоматитах (центральные части тел); отсутствие рудных концентраций в корневых частях метасоматических тел (см. рис. 32).

Главная масса рудных минералов выделяется после завершения натриевого метасоматоза, причем наиболее богатые концентрации локализируются в зонах послеальбититового катаклаза. Рудоотложение несомненно является естественным результатом эволюции тех же растворов, которые производили натриевый метасоматоз. При отсутствии послеальбититового катаклаза из защемленных поровых растворов отлагались относительно бедные рассеянные руды. Если же в альбититах возникли зоны дробления, то наиболее интенсивные процессы минералообразования послеальбититовой стадии происходили в пределах участков дробления, которые служили зонами разгрузки для защемленных поровых растворов, находящихся под большим давлением. Соответственно в таких зонах формировались наиболее богатые рудные концентрации. Попытки некоторых исследователей объяснить пространственную связь оруденения с альбититами благоприятными литологическими или физико-механическими свойствами последних, по нашему мнению, несостоятельны. Только с позиций неразрывной генетической связи процессов натриевого метасоматоза и оруденения можно объяснить наблюдаемые природные соотношения.

Химизм натриевого метасоматоза неоднократно рассматривался в литературе (О структурных и петрологических условиях..., 1968; Готман, Голева, 1973, и др.). Наиболее яркие особенности процесса — привнос натрия и алюминия и вынос кремния и калия; поведение других компонентов менее контрастно. В послеальбититовую стадию отмечается привнос углекислоты, кальция и магния. Метасоматоз сопровождается окислением железа.

Вышеизложенный материал позволяет говорить о следующих формационных особенностях натриевых метасоматитов.

1. Характерно отсутствие связи с конкретными интрузивными телами; значительный временной разрыв между процессами ультраметаморфизма и натриевого метасоматоза; контроль метасоматитов долгоживущими глубинными разломами, в пределах которых раствороподводящими структурными элементами являлись милониты и катаклазиты зеленосланцевой фации; большая мощность метасоматических тел, их значительная протяженность по простиранию (километры) и падению (до 3,5 км).

2. Наличие четко выраженной вертикальной зональности; смена минеральных ассоциаций снизу вверх отражает понижение температуры, химической активности натрия и щелочности растворов.

3. Горизонтальная зональность отражает направленность процесса к образованию существенно альбитовых пород (альбититов) с примесью по крайней мере одного из темноцветных минералов (эгирина, рибекита, хлорита).

4. С натриевым метасоматозом сопряжены кальцит-гидробиотит(хлорит)-гематитовая ассоциация, окварцевание и урановая минерализация.

5. Характерна четко выраженная металлогеническая специализация на уран.

6. Особенности химизма и взаимозамещений минералов однозначно свидетельствуют о щелочном характере натриевого метасоматоза.

В заключение следует коснуться генетических аспектов. Соотношение метасоматитов с ультраметаморфическими образованиями позволяет предполагать, что натриевые метасоматиты являются результатом воздействия растворов

послемагматической (послегранитизационной) стадии. При этом, учитывая существенный временной разрыв метасоматитов с ультраметаморфизмом, значительную протяженность метасоматических тел по вертикали, независимость пространственного положения метасоматитов по отношению к гранитным массивам, следует признать, что источники растворов находились значительно ниже уровня формирования натриевых метасоматитов.

### *е. Кварц-силлиманит(кианит)-мусковитовые метасоматиты*

Для глубинных зон характерно своеобразное проявление процессов кислотного выщелачивания. Наиболее полные сведения о продуктах кислотного выщелачивания приведены в работе С. П. Кориковского (1967). По его данным в приконтактных частях нижнепротерозойских гранито-гнейсов Удокано-Становой зоны наблюдаются постмагматические явления, которые несут более или менее отчетливый кислотный характер. К ним относятся процессы мусковитизации, фибролитизации, дистенизации, андалузитизации, эпидотизации, серицитизации, сопровождающиеся заметным окварцеванием и выносом фемических компонентов.

Следует отметить, что мусковитизированные и окварцованные породы отдельными исследователями описываются как грейзены. К грейzenам, по нашему мнению, следует относить продукты кислотного выщелачивания, развивающиеся в эндо- и экзоконтактных частях малых интрузий гранитов на умеренных глубинах. Как убедительно показали Д. В. Рундквист с соавторами (1971), грейzenовые месторождения формируются в интервале 300—30 млн. лет и для докембрия не характерны. Грейzenоподобные окварцованные и мусковитизированные породы, приуроченные к разломам докембрийского фундамента, следует относить к кварц-мусковитовой фации описываемой формации.

Как отмечает С. П. Кориковский (1967), с участками выщелачивания часто сопряжены зоны переотложения выщелоченных компонентов — различные метасоматические кордиерит-флогопитовые, куммингтонит-гранатовые, магнетит-куммингтонитовые жилы и линзовидные тела.

С метасоматитами описываемой формации связаны месторождения силлиманита, дистена и андалузита. Важно подчеркнуть, что формирование месторождений обусловлено именно метасоматическими процессами, а не метаморфизмом высокоглиноземистых осадков.

С. П. Кориковский выделяет шесть фаций, из них четыре — кварц-силлиманитовая, кварц-дистеновая, кварц-андалузитовая и кварц-мусковитовая — характерны для бедных кальцием пород и две — кварц-альбит-эпидотовая и кварц-альбит-мусковитовая — для пород, богатых кальцием. Наиболее распространены метасоматиты кварц-силлиманитовой, кварц-дистеновой и особенно кварц-мусковитовой фаций, которые кратко охарактеризованы ниже.

*Кварц-силлиманитовая фация.* Метасоматиты этой фации характеризуются региональным распространением. Развитие волокнистого фибролита отмечается в сланцах, гнейсах и пегматитах. Фибролит в виде сноповидных агрегатов развивается вдоль спайности биотита, проникая внутрь кристалла и разъедавая его целиком, так что от биотита часто остается только слабо плеохроирующий бурый цвет фибролитового агрегата.

В случае более интенсивного проявления процесса фибролит вместе с кварцем замещают также плагиоклаз и ортоклаз. Очень часто кварц-фибролитовые агрегаты в виде узких полос пересекают полосчатость вмещающих пород и жилы

пегматоидов, что подчеркивает метасоматическое происхождение пород. Конечным продуктом метасоматического преобразования являются фибролитовые кварциты, состоящие из кварца и силлиманита.

Послемагматический характер процесса устанавливается, когда замещения подвергаются граниты и пегматиты. В ряде случаев наряду с фибролитом образуется мусковит, причем последний либо несколько отстает во времени, развиваясь за счет силлиманита, либо сосуществует с ним, образуя взаимные прорастания. В процессе фибролитизации происходит вынос оснований, принос глинозема и кремнезема; весьма характерен также вынос железа.

Связанные с метасоматитами кварц-силлиманитовой фации промышленные скопления силлиманита известны на Кяхтинском месторождении. Здесь силлиманит с кварцем развиваются в виде секущих жил в гнейсах, пегматитах и инъекциях граносиенитов. Пластовые или трубчатые тела силлиманитовых кварцитов имеют мощность до 2 м; отмечается примесь пирита и рутила. Силлиманит в кварцитах концентрируется вдоль секущих прожилков или образует гнезда.

Наиболее характерна следующая метасоматическая колонка:

0. Биотит-гранатовый плагиогнейс.  
Биотит, гранат, плагиоклаз, кварц.
1. Гранат, плагиоклаз, силлиманит, кварц.
2. Плагиоклаз силлиманит, кварц.
3. Силлиманит, кварц.

Менее типична колонка, характеризующаяся более высокой устойчивостью биотита по сравнению с плагиоклазом. Метасоматические колонки данного типа характеризуют высокотемпературную обстановку. В условиях, переходных к среднетемпературным, в промежуточных и внешних зонах вместе с силлиманитом формируется мусковит.

По мнению С. П. Кориковского (1967), фибролитизация наряду с мусковитизацией в начальном виде наблюдается во всех без исключения мидматитовых и гранито-гнейсовых комплексах. По нашему мнению, этот вывод справедлив лишь для кварц-мусковитовой фации.

*Кварц-дистеновая фация.* Метасоматиты этой фации развиты локально и тяготеют к приконтактовым частям гранито-гнейсов, особенно к участкам развития пегматоидных инъекций. Дистенизация отмечается относительно редко, преимущественно в гранулитовых гнейсах. Крупные зерна магнезиального граната с краев начинают замещаться мусковитом и дистеном, реже только дистеном. В породах отмечаются кварц-дистеновые жилки. Как и для кварц-силлиманитовой фации, по мере выщелачивания железистость биотита значительно снижается, так что биотит становится близким к флогопиту.

Кварц-дистеновая фация образуется в условиях очень низкой активности щелочей, при температурах, переходных к средним, и в особо глубинных условиях (когда невозможен андалузит). Метасоматическая колонка по биотит-гранатовым гранулитам имеет следующий вид.

0. Биотит, гранат, плагиоклаз, кварц.
1. Гранат, дистен, мусковит, плагиоклаз, кварц.
2. Дистен, мусковит, плагиоклаз, кварц.
3. Дистен, кварц.

В целом метасоматиты данной фации для глубинных комплексов не характерны.

*Кварц-мусковитовая фация.* Мусковитизация в гранито-гнейсовых комплексах проявлена исключительно широко. В подавляющем большинстве случаев

она выражена в частичном замещении биотита мусковитом. Более локально проявляются процессы интенсивной мусковитизации. Как правило, они приурочены к региональным разломам и часто совмещены с участками развития полевошпатовых метасоматитов. Мусковитизация отчетливо тяготеет к зонам катаклаза и трещиноватости, наложенным на полевошпатовые метасоматиты. В процессе мусковитизации происходят растворение, перекристаллизация и переотложение рудных минералов, связанных с полевошпатовыми метасоматитами.

В некоторых публикациях кварц-мусковитовые метасоматиты описаны как грейзены. Их частую приуроченность к центральным частям метасоматических тел полевошпатовых метасоматитов некоторые исследователи рассматривают как проявление горизонтальной зональности. Однако полевошпатовые и кварц-мусковитовые метасоматиты встречаются и независимо друг от друга.

Процесс мусковитизации начинается с замещения биотита. Структура пород при этом не меняется, отмечается интенсивное осветление пород, мусковит дает полные псевдоморфозы по биотиту. Мусковитизация плагиоклаза, а в дальнейшем и микроклина сопровождается интенсивным их окварцеванием. Мусковитизация пегматитов с образованием гигантских по размеру кристаллов мусковита ( $2 \times 2$  м) описана многими исследователями.

Метасоматическая колонка по гранит-плагиоклазовым гнейсам имеет следующий вид.

0. Биотит, гранат, плагиоклаз, кварц.
1. Гранат, мусковит, альбит, кварц.
2. Мусковит, плагиоклаз, кварц.
3. Мусковит, кварц.
4. Кварц.

Для метасоматитов кварц-мусковитовой фации характерно образование кварцевых ядер. На кварц-мусковитовые метасоматиты нередко накладываются мусковитовые и полевошпатовые прожилки, характеризующие стадию повышающейся щелочности.

Процессы кислотного выщелачивания в породах, богатых кальцием, проявлены относительно слабо в связи с быстрой нейтрализацией растворов. Поэтому кварц-эпидот-альбитовая и кварц-эпидот-мусковитовая фации развиты очень локально. Существенного значения породы этих фаций в природе не имеют.

С. П. Кориковский подчеркивает, что все явления интенсивного и экстенсивного выщелачивания приурочены только к участкам, окружающим массивы нижнепротерозойских гранито-гнейсов, а также встречаются там, где их можно предполагать на глубине, и вне таких зон полностью отсутствуют. Это говорит о послемагматическом источнике кислотных растворов, т. е. гранито-гнейсы — продукты гранитизации — далее ведут себя как обычная гранитная магма. Ореолы выщелачивания окружают, однако, не все гранито-гнейсовые массивы и развиты очень неравномерно, это указывает на необходимость особых условий для выделения и циркуляции растворов. Такие условия, очевидно, создаются в зонах разломов, участках интенсивной трещиноватости и расслаивания пород.

Изложенные данные позволяют заключить, что грейzenам и вторичным кварцитам, формирующимся соответственно в условиях умеренных и малых глубин, в глубинных условиях отвечает формация кварц-силлиманит-мусковитовых метасоматитов. {В [этой] формации в зависимости от температуры,

глубинности и активности калия в растворах могут быть выделены кварц-силлиманитовая, кварц-кианитовая, кварц-мусковитовая (сидерофиллитовая) и другие фации.

С данной формацией связаны промышленные концентрации глинозема. Высокие концентрации рудных компонентов для формации не характерны. При наложении кварц-силлиманит-мусковитовых метасоматитов на полевошпатовые метасоматиты в них может концентрироваться промышленное тантало-ниобиевое и бериллиевое оруденение. Однако оно во всех случаях связано с регенерацией рудной минерализации, сформированной в процессе образования полевошпатовых метасоматитов.

## **2. Группа генетически родственных метасоматических формаций, связанных с гранитоидным магматизмом зон умеренных глубин**

В пределах данной группы можно выделить две подгруппы метасоматических формаций: 1) генетически связанные с конкретными интрузивными массивами и 2) парагенетически связанные с магматическими породами. Для формаций первой подгруппы характерна не только теснейшая пространственная связь с магматическими телами, но и закономерное пространственное положение в пределах этих тел. Метасоматиты второй подгруппы характеризуются лишь более общей пространственной приуроченностью к районам развития гранитоидного магматизма. В пределах же таких районов они могут формироваться в непосредственной близости и на значительном удалении от магматических тел, контролируясь не столько интрузивными массивами, сколько разрывными нарушениями. В истории геологического развития метасоматиты этой подгруппы всегда занимают четкое место, формируясь после полного завершения магматизма и консолидации района. Временной разрыв между формированием магматических тел и генетически связанных с ними метасоматитов, с одной стороны, и образованием метасоматитов, парагенетически связанных с магматизмом, с другой стороны, весьма значителен и определяется миллионами лет. Можно с достаточным основанием предполагать, что источником метасоматозпроизводящих растворов в первом случае являлись сами кристаллизующиеся интрузивные массивы, а во втором — кристаллизующиеся магматические массы (магматические очаги) более глубоких уровней. Таким образом, магматические очаги являлись как источником расплавов, внедряющихся в виде интрузий на более высокие гипсометрические уровни, так и источником метасоматозпроизводящих растворов в послемагматическую стадию развития. Именно в таком смысле обычно трактуется понятие о парагенетической связи.

### *а. Метасоматиты, связанные с ороговикованием и гранитизацией*

Ороговикование и гранитизация происходят в магматическую стадию, в связи с чем ими затрагиваются лишь вмещающие породы. Строго говоря, роговики являются продуктами контактового метаморфизма. В процессе ороговикования существенного изменения химического состава пород не происходит. Заметно может изменяться лишь содержание воды и углекислоты. Однако во многих случаях ороговикование сопровождается магнезиально-калиевым метасоматозом, с которым связано формирование мелкочешуйчатого биотита. В результате в роговиках отмечается заметное накопление магния и калия. Мелкочешуйчатый бурый биотит развивается по амфиболам, пироксенам, полевым шпатам и мусковиту. При этом ороговикованные породы приобретают буроватую окраску.

Неравномерное распределение новообразованного биотита в роговиках, явное усиление биотитизации вдоль зон повышенной проницаемости, независимость интенсивности биотитизации от фациальных условий контактового метаморфизма показывают, что в отличие от ороговикования биотитизация обусловлена не только повышением температуры, но в первую очередь поступлением растворов, выделяющихся из магмы. Характер метасоматических реакций показывает их щелочную направленность. Биотитизация не сопровождается накоплением промышленных рудных скоплений. В отдельных случаях с биотитом связаны рассеянные концентрации олова, которые могли служить одним из источников металла в грейзенизирующих растворах. В литературе имеются многочисленные указания на возможность извлечения олова грейзенизирующими растворами из биотита и его переотложения на более поздних стадиях в виде рудных тел.

Мощности зон ороговикования и биотитизации существенно варьируют (от долей метра до многих сотен метров).

Гранитизация вмещающих пород отмечается в непосредственной зоне контакта с интрузивными массивами. Она проявляется повсеместно и ее интенсивность, по-видимому, определяется температурой расплавов и их насыщенностью флюидной фазой. Процесс выражается в развитии порфиробластовых выделений полевых шпатов, включающих многочисленные реликты зерен с роговиковой структурой. Особенно характерны породы смешанного состава, в которых имеются участки с роговиковой структурой, порфиробласты полевых шпатов и прожилковидные кварц-полевошпатовые выделения, являющиеся продуктом кристаллизации эвтектичного расплава.

Характерно полное отсутствие кристаллизационных текстур в гранитизированных породах, которые типичны для глубинных условий.

В целом химизм процесса гранитизации сводится к приближению состава вмещающих пород к гранитам. Особенно значительны химические преобразования в породах, существенно отличающихся от гранитов по составу. Так, магматическому замещению амфиболитов предшествуют процессы их фельдшпатазации и окварцевания, сопровождающиеся привнесом кремнезема, глинозема, щелочей, выносом кальция, магния и железа. Относительно быстрая кристаллизация магм не способствует полному завершению процесса. В результате возникают разнообразные гибридные породы, состав которых является промежуточным между гранитами и исходными породами. Рудообразование для процессов магматической стадии не характерно, в связи с чем биотитизированные и гранитизированные породы не могут быть отнесены к околорудным.

### *б. Магнезиальные скарны*

Магнезиальные скарны в условиях умеренных глубин формируются лишь в магматическую стадию процесса при взаимодействии гранитизирующих растворов с доломитами. Как было показано выше, основная масса магнезиальных скарнов формируется в глубинных условиях. Для образования их в условиях умеренных глубин необходимы наличие непосредственного контакта магматических пород с доломитами и достаточно высокая активность процессов магматической стадии. Последнее связано с размером интрузивного тела, температурой магмы, насыщенностью ее флюидами. Во многих случаях магнезиальные скарны частично или полностью замещаются известковыми скарнами.

Магнезиальные скарны умеренных глубин в общем аналогичны таковым в глубинных условиях. Главнейшие формационные признаки магнезиальных

скарнов рассмотрены выше. Здесь лишь подчеркнем, что в условиях умеренных глубин рудоносность магнезиальных скарнов в значительной мере связана с наложением на них процессов грейзенизации.

### *в. Магнезиальные метасоматиты*

Магнезиальный метасоматоз магматической стадии во времени сменяется послемагматическим магнезиальным метасоматозом. В этом случае мелкочешуйчатый биотит развивается не только по вмещающим ороговикованным породам, но и по гранитам. Обычно биотитизация гранитов проявлена локально, а интенсивность ее невысока. Мелкочешуйчатый биотит развивается вдоль трещинок отдельности в гранитах. В целом биотитизация более характерна для гранодиоритов, сиенито-диоритов, граносиенитов, чем для лейкократовых гранитов. Процесс биотитизации выражается в развитии по роговой обманке и магнетиту мелкочешуйчатого биотита. Последний также образует псевдоморфозы по крупным листочкам первичного биотита. Особенно ярко биотитизация проявляется в ксенолитах, которые в результате интенсивной пропитки мелкочешуйчатым биотитом приобретают коричневато-бурую окраску. Однако не совсем ясно, в какой мере в этом процессе принимали участие биотитизация магматической и послемагматической стадий. С магнезиальным метасоматозом магматической стадии заметных концентраций рудных компонентов не отмечается.

Иногда вместо биотита, особенно в связи с диоритами — гранодиоритами, образуется актинолит. Мельчайшие беспорядочно ориентированные иголки актинолита развиваются как по темноцветным минералам, так и по полевошпатовой составляющей пород. В отдельных случаях содержание новообразованного актинолита может достигать 50%. Зеленоватые тона окраски роговиков часто обусловлены интенсивным проявлением актинолитизации.

### *г. Известковые скарны*

Известковые скарны возникают в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия алюмосиликатных и карбонатных пород при участии послемагматических растворов ранней стадии. Однозначно устанавливается более позднее образование известковых скарнов по отношению к магнезиальным.

Известковые скарны связаны с разнообразными по составу интрузивами (за исключением гипербазитов). Основная масса известковых скарнов тем не менее связана с гранитоидами. В отличие от магнезиальных, известковые скарны в условиях больших глубин не образуются; для них характерны гипабиссальные и мезоабиссальные условия. Типоморфными минералами скарнов являются пироксены ряда диопсид — геденбергит и гранаты ряда гроссуляр — андрадит. Кроме них характерны волластонит, родонит, везувиан, эпидот, скаполит, плагиоклаз, ортоклаз; встречаются монтичеллит, мервиннит, значительно реже сперрит, мелилит, кустидин, кюстерит, бустамит.

Для конкретных месторождений характерны определенные парагенезисы минералов, отражающие условия их образования. Основная масса известковых скарнов относится к биметасоматическому типу. Биметасоматоз осуществляется на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород (или других пород, резко обогащенных кальцием и магнием). Под воздействием послемагматических растворов начинается реакционное взаимодействие резко неравно-

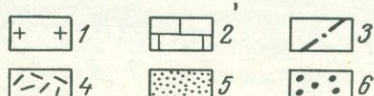
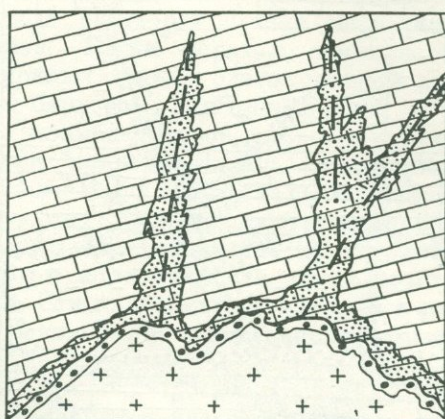
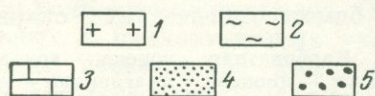
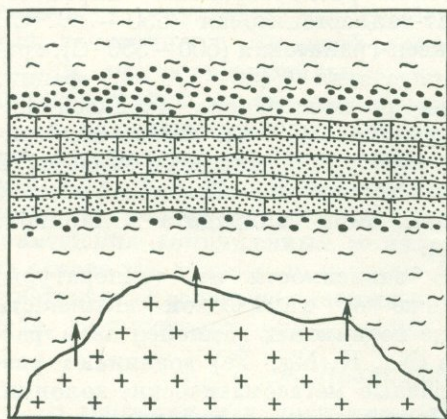


Рис. 39. Положение биметасоматических (диффузионных) известковых скарнов.

1 — граниты; 2 — кварц-сланцевые сланцы (кварциты, песчаники и т. д.); 3 — известняки; 4 — экзоскарны; 5 — эндоскарны

Рис. 40. Положение контактово-диффузионных и контактово-инфильтрационных скарнов в зоне контакта гранитов и известняков.

1 — граниты; 2 — известняки; 3 — разрывные нарушения; 4 — зоны трещиноватости; 5 — экзоскарны; 6 — эндоскарны

весных по составу пород, возникает встречная диффузия глинозема и кремнезема, с одной стороны, и кальция, с другой. Некоторые компоненты, в частности железо, привносятся раствором.

В случае горизонтального положения контакта алюмосиликатных и карбонатных пород диффузия компонентов вниз будет замедляться, а вверх ускоряться течением самого раствора. Соответственно мощность эндоскарнов над прослоем известняков окажется больше, чем под ним (рис. 39).

В зонах высокой проницаемости скорость движения растворов значительно возрастает, и, соответственно, перенос компонентов осуществляется на большие расстояния. В результате вдоль трещин и зон трещиноватости возникают контактово-инфильтрационные скарны, прослеживающиеся по падению на сотни метров. Если форма биметасоматических скарнов соответствует форме контакта карбонатных и алюмосиликатных пород, то форма контактово-инфильтрационных скарнов подчеркивает особенности строения тектонических зон (рис. 40).

Случаи образования исключительно диффузионных или только инфильтрационных скарнов сравнительно редки. Как правило, имеет место комбинация диффузионных и инфильтрационных скарнов (рис. 41). В целом диффузионный механизм преобладает над инфильтрационным, так как в условиях высоких температур известняки ведут себя достаточно пластично, а это не благоприятствует образованию трещин и зон трещиноватости.

В сторону от контакта с интрузивным массивом в скарнах проявляются две тенденции: а) понижение в них концентрации тех компонентов, которые привносятся раствором, и повышение компонентов, заимствуемых из пород; б) смена более высокотемпературных ассоциаций более низкотемпературными.

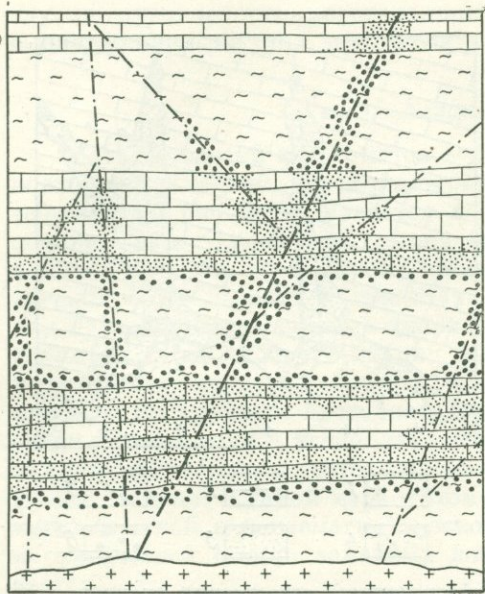


Рис. 41. Пространственные соотношения биметасоматических и инфильтрационных скарнов в пачке переслаивания алюмосиликатных и карбонатных пород.

1 — граниты; 2 — гнейсы; 3 — мраморы; 4 — экзоскарны; 5 — эндоскарны; 6 — разрывные нарушения

Для контактово-инфильтрационных экзоскарнов характерна следующая колонка (сверху вниз): карбонатная порода → родонит → салит → геденбергит → андрадит.

Контактово-инфильтрационные эндоскарны встречаются реже, но характеризуются большим разнообразием состава. Характерны следующие типы колонок (сверху вниз):

1. Алюмосиликатная порода → пироксен, плагиоклаз, ортоклаз → пироксен, плагиоклаз → пироксен (или плагиоклаз), гранат → гранат.
2. Алюмосиликатная порода → пироксен, плагиоклаз, ортоклаз (или скаполит) → пироксен, скаполит → пироксен, гранат (или скаполит) → гранат.
3. Алюмосиликатная порода → пироксен, плагиоклаз, ортоклаз → пироксен, ортоклаз → пироксен (или ортоклаз), гранат → гранат.

С формированием известковых скарнов сопряжено образование промышленных концентраций железа, кобальта, мышьяка, меди. Магнетитовое, кобальтин-магнетитовое, сафлорит-глаукоdot-арсенопиритовое и пирротиновое оруденение известковых скарнов формируется как результат естественной эволюции тех же растворов, под воздействием которых происходило скарнообразование. К сопряженным относятся процессы андрадитизации, актинолитизации, эпидотизации и хлоритизации известковых скарнов.

Наиболее распространены пироксен-гранат-волластонитовая (550—750° С), пироксен-гранатовая (500—550° С), гранат-эпидотовая (450—500° С) фации; меньше распространена пироксен-эпидотовая (350—450° С). Важно подчеркнуть, что для пироксен-эпидотовой фации характерны безглиноземистые гранаты типа андрадита (Жариков, 1968).

В зависимости от температуры, а также от химической активности вполне подвижных компонентов в растворе (Na, K, Mg, Fe) возникают разнообразные метасоматические колонки.

Приведем некоторые типы зональности биметасоматических скарнов.

I. Карбонатная порода → волластонит → салит ← диопсид, плагиоклаз ← алюмосиликатная порода.

II. Карбонатная порода → салит ← диопсид, плагиоклаз ← алюмосиликатная порода.

III. Карбонатная порода → гранат ← гранат, плагиоклаз ← диопсид, плагиоклаз ← алюмосиликатная порода.

Для более низкотемпературных фаций характерны колонки с эпидотом:

IV. Карбонатная порода → пироксен ← ортоклаз, эпидот ← алюмосиликатная порода.

V. Карбонатная порода → пироксен → гранат → пироксен, гранат → пироксен, эпидот ← эпидот ← ортоклаз, эпидот ← алюмосиликатная порода.

Большое промышленное значение имеют наложенные руды, формирующиеся в результате взаимодействия кислых растворов стадии кислотного выщелачивания с основной средой скарнов. Таким образом, известковые скарны, как и магнезиальные, являются исключительно благоприятной вмещающей средой, своего рода геохимическим барьером, для оруденения.

К наложенному типу относятся шеелит-молибденитовое, шеелит-сульфидное, бериллиевое, полиметаллическое, медное, полисульфидное, боросиликатное, золотое и урановое оруденение скарнов. Часто магнезиальные скарны частично замещены известковыми. Отмечаются случаи пространственного совмещения сопряженных и наложенных руд. Их разделение производится на основе тех критериев, которые необходимы и достаточны для доказательства генетической связи измененных пород и руд. Эти критерии рассмотрены в разделе, посвященном определению понятия околорудная измененная порода.

#### *д. Калишпатизированные граниты*

В пределах и вблизи интрузивных тел гранитов часто отмечаются процессы калишпатизации пород. Особенно характерна калишпатизация для апикальных и приконтактных участков магматических тел, по-видимому, как явление, свойственное всем гранитоидным массивам. Однако интенсивность этого процесса очень сильно варьирует. При слабой интенсивности калишпатизация отмечается лишь в апикальных частях массивов, вдоль контракционных трещин. Калиевый полевой шпат образует относительно крупные (1—3 см в поперечнике) порфиновые выделения, количество которых постепенно уменьшается в стороны от трещины (рис. 42). Замещению калиевым полевым шпатом подвергаются все минералы исходных пород. Характерно, что при этом не отмечается замещения биотита хлоритом и дианортизации плагиоклаза. Этот факт указывает на относительно высокую температуру процесса.

Метасоматический характер калиевого полевого шпата наглядно фиксируется наличием в его порфиробластах многочисленных изъеденных реликтов кварца, биотита, плагиоклаза, по явно коррозионным границам калиевого полевого шпата с другими минералами.

В случае высокой интенсивности проявления процесса калишпатизация имеет площадное развитие. При этом обычно устанавливается неравномерность как количества новообразованного калиевого полевого шпата, так и его размеров. Следует подчеркнуть, что отсутствие крупных порфиробластов калиевого полевого шпата еще не свидетельствует об отсутствии калишпатизации. Напротив, в участках наиболее интенсивного проявления процесса в большом количестве образуются его мелкие зерна, плохо различимые невооруженным глазом. Данные химических анализов, однако, свидетельствуют о том, что именно такие участки характеризуются максимально высоким содержанием калия.

Как показало изучение этого вопроса, в условиях высокой концентрации калия возникает большое число центров кристаллизации минерала, в то время как низкая концентрация калия способствует образованию относительно редких, но достаточно крупных порфиробластов. Во многих случаях калишпатизация заметно влияет на состав и структуру гранитов. Такие породы обычно носят название порфиробластических калиевых гранитов.

Следует, однако, подчеркнуть, что лишь вдоль трещин отдельности в гранитах и непосредственно в зоне экзоконтакта отмечается формирование существенно калишпатовых пород. В целом же содержание калиевого полевого шпата редко превышает 35—40%, а привнос калия 2—3%.

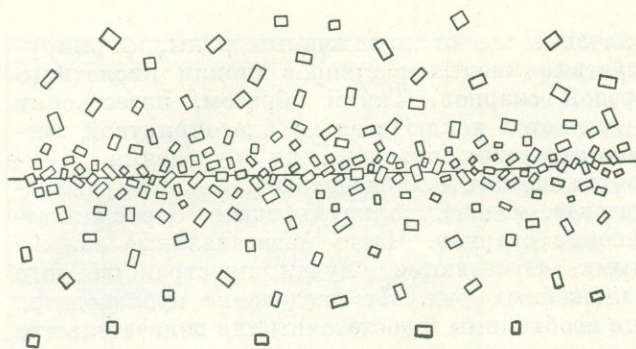


Рис. 42. Распределение вкрапленников калиевого полевого шпата вблизи трещины в граните

Для плагиигранитов более характерно развитие послемагматического альбита или альбит-олигоклаза.

Какие-либо рудные концентрации с калишпатизированными гранитами не связаны.

#### *е. Альбитизированные граниты*

К данной формации относятся граниты, характеризующиеся четко выраженными признаками развития послемагматического альбита, с тенденцией к образованию редкометальных альбититовых пород. Несомненно, альбитизация — один из наиболее широко распространенных процессов послемагматического изменения в гранитоидах. Однако в подавляющем большинстве случаев она относительно слабо развита, проявляясь в пертитизации калиевого полевого шпата с образованием шахматного и каемочного альбита. Такая альбитизация является результатом естественного послемагматического процесса, характерного для автометасоматической стадии.

К существенному накоплению натрия и рудных минералов такие процессы не приводят. Рудоносные альбититы формируются лишь в связи с наиболее поздними фазами магматических комплексов. Доля таких интрузивов, по мнению П. В. Коваля (1975), составляет не более 1% по отношению к общей площади, занятой гранитоидами соответствующего комплекса. Следовательно, существенное накопление натрия в остаточных растворах следует рассматривать как особенность послемагматических процессов, обусловленную специфическим составом кристаллизующейся магмы.

Признаком метасоматитов описываемой формации служит развитие таблитчатого и лейстового альбита (рис. 43). При этом метасоматическая переработка гранитов может быть столь значительной, что последние теряют первоначальный облик, приобретая принципиально новые структурные и текстурные особенности и существенно изменяя первоначальный химический состав (Северов, 1969). Именно в таких участках концентрируется рудная минерализация. Собственно граниты, характеризующиеся развитием таблитчатого и лейстового альбита, следует рассматривать в качестве характерных продуктов описываемой формации.

О термине «апограниты». Термин «апограниты» был предложен А. А. Беусом с сотрудниками (Альбитизированные..., 1962) по отношению к гранитам, существенно преобразованным метасоматическими процессами. Главенствующую роль среди этих процессов играет альбитизация. В той или иной степени в них также могут проявляться калишпатизация, кварц-полево-

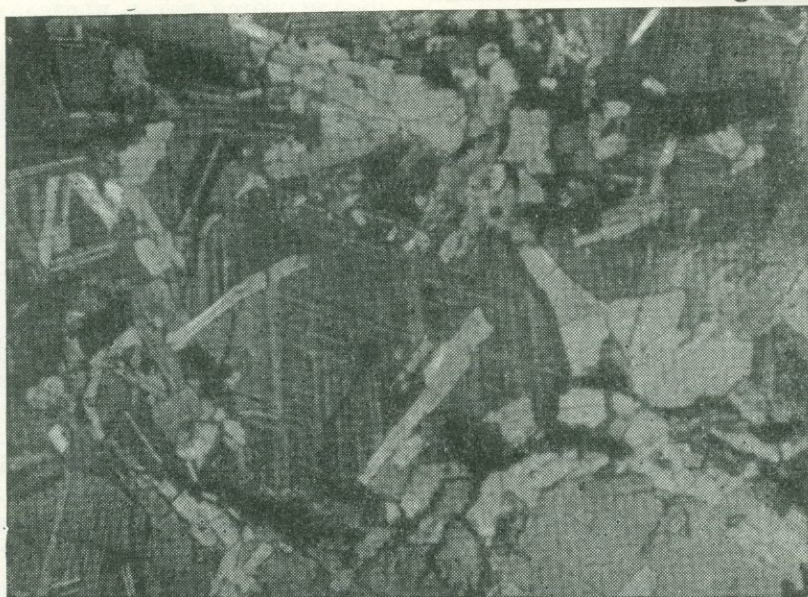


Рис. 43. Послемагматический лейстовый альбит в граните. Шлиф, никели скрещены, ув. 24

шпатовый метасоматоз и грейзенизация. В природе действительно эти явления часто тесно совмещены в пространстве и попытка обозначения продуктов метасоматоза единым термином вполне оправдана. Однако приставка «апо» уже давно применяется для указания исходного продукта, по которому образовалась та или иная метасоматическая порода. Например, скарны, альбититы, грейзены могут быть апогранитными, апогнейсовыми, апосланцевыми, апоизвестковыми и т. д. В этом отношении термин «апограниты» явно неудачен, что совершенно справедливо отмечено в геологическом словаре (1973). Однако термин «апогранит» настолько прочно вошел в литературу, что вряд ли может быть заменен без внесения дополнительной путаницы. Важно лишь подчеркнуть, что термины «апогранит» и «альбитизированный гранит» не являются синонимами.

Термином «апограниты» обозначаются граниты, претерпевшие: а) только альбитизацию; б) калишпатизацию и альбитизацию; в) калишпатизацию, альбитизацию и грейзенизацию; г) альбитизацию и грейзенизацию. Таким образом, термин «апогранит» охватывает довольно значительный спектр метасоматических пород, непременным членом которых являются альбитизированные граниты. Какой-либо информации об относительной роли различных процессов и интенсивности метасоматического преобразования этот термин не несет.

Геологическое положение альбитизированных гранитов. Согласно А. А. Беусу (1968) альбитизированные граниты формируются на всех этапах развития земной коры от докембрия до кайнозоя. Анализ данных, однако, показывает, что для докембрия характерны полевошпатовые метасоматиты региональных разломов, принципиальное отличие которых от описываемой формации заключается в отсутствии связи с интрузивными гранитами. По-видимому, как и для грейзенов, для альбитизированных гранитов типичен фанерозойский возраст. Альбитизированные граниты

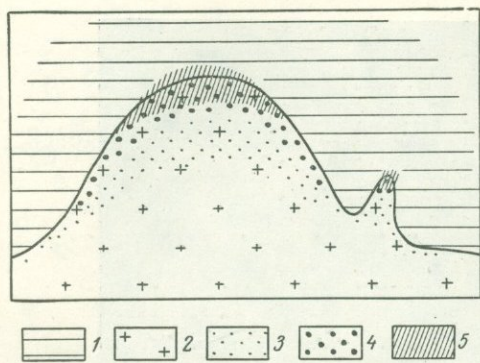


Рис. 44. Схема пространственного соотношения альбитизации и грейзенизации.

1 — вмещающие породы; 2 — граниты; альбитизация низкой (3) и высокой (4) интенсивности; 5 — грейзенизация

кая дифференциация вещества Земли и значительная мощность ее гранитного слоя.

Районы развития альбитизированных гранитов характеризуются интенсивным проявлением гранитоидного магматизма с преобладанием гранитов «стандартного» геохимического типа (Редкометалльные гранитоиды Монголии, 1971). Тела гранитов, претерпевших альбитизацию, — типичные трещинные интрузивы умеренных и малых глубин, контролирующиеся глубинными разломами.

Максимальное развитие процессы альбитизации получают в пределах куполовидных выступов, а также в апофизах и апикальных частях гранитов (рис. 44). В связи с этим размеры эродированной части таких тел обычно не превышают нескольких квадратных километров. В вертикальном сечении альбитизация проявляется в интервале первых сотен метров.

Значительная роль в пространственном положении рудоносных метасоматитов в прикровлевых участках массивов принадлежит экранирующей роли кровли интрузивного массива, а в более глубоких частях — трещинным зонам. На морфологию метасоматических тел и распределение фаций большое влияние оказывают элементы внутренней структуры гранитов. Роль разрывных нарушений в локализации альбитизированных пород различна: от контроля тектоническими зонами мощных и протяженных участков альбитизации до образования альбититов вдоль отдельных трещин и альбита в микротрещинах.

Важно подчеркнуть, что альбитизация накладывается на дайки гранит-порфиров, секущие материнские граниты. Следовательно, к моменту альбитизации граниты полностью закристаллизовались и воспринимали тектонические нагрузки как твердое тело.

**Вертикальная зональность.** По направлению снизу вверх интенсивность альбитизации нарастает. Можно выделить три зоны: нижнюю — слабо измененных гранитов; среднюю — альбитизированных гранитов и верхнюю — альбититов, содержащую более 50% альбита. В зависимости от внутренней структуры и морфологии интрузивов, а также от интенсивности и общего плана деформаций зональность может быть концентрической, односторонней блоковой, линейно-симметричной и сложной. Контакты между зонами посте-

локализуются как в пределах геолого-структурных зон, с которыми они генетически связаны, так и в пределах чужеродных зон, для истории которых подобные образования не характерны.

Большинство известных альбитизированных интрузивов сосредоточено либо в областях завершенной складчатости, либо в пределах платформ и срединных массивов. Значительная часть их связана с процессами активизации древних структур со стороны соседних более молодых геосинклиналей или с процессами автономной активизации.

По мнению П. В. Коваля (1975), образование альбитизированных гранитов происходило главным образом на том этапе эволюции литосферы, для которого характерны достаточно глубо-

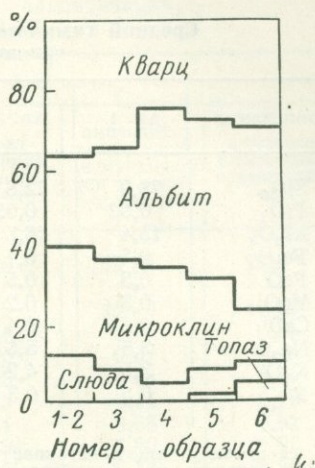


Рис. 45. Замещение микроклина (Мк) лейстовидным альбитом (Аб). Кв — кварц. Зарисовка шлифа, ув. 24.

Рис. 46. Изменение минерального состава гранитов при альбитизации. По Н. Е. Залашковой (1969).

1—2 — двуслюдяной и мусковитовый гранит; 3 — альбит-микроклиновый апогранит; 4 — амазонит-альбитовый апогранит; 5 — амазонит-альбитовый апогранит с мусковитом; 6 — амазонит-альбитовый апогранит с мусковитом и лепидолитом

пенные, но достаточно четкие, поскольку протяженность переходной зоны обычно незначительна (Коваль, 1975).

В зоне эндоконтакта интенсивность метасоматического преобразования наиболее высокая. По сравнению с контактом интрузива крупные трещины, ксенолиты, дайки можно рассматривать как структурные элементы второго порядка, осложняющие зональность. Примеры вертикальной зональности апогранитов приведены А. А. Беусом (1968). Однако они характеризуют полиасцендентную зональность, в которой принимают участие продукты калишпатизации, альбитизации, кварц-калишпатового метасоматоза и грейзенизации.

Особенности минерального и химического состава. В зависимости от состава цветного минерала среди альбитизированных гранитов П. В. Коваль (1975) выделяет следующие типы: мусковитовый, мусковит-лепидолитовый, лепидолит-биотитовый, амблигонит-лепидолитовый, циннвальдитовый, мусковит-протолитионитовый (биотитовый). Тип метасоматитов зависит от активности фтора и щелочности растворов.

Основная масса альбитизированных гранитов представлена ассоциациями внешних зон колонки, состоящими из альбита, кварца, микроклина и слюды. В породах отмечается отчетливое замещение микроклина и раннего плагиоклаза таблитчатым или лейстовидным альбитом (рис. 45), которое доходит до конца лишь в очень локальных участках. Подавляющая масса опубликованных в литературе химических анализов относится к этой разновидности альбитизированных гранитов. Различия химического состава метасоматитов по сравнению с исходными гранитами незначительны. Содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  возрастает на 1—2,5%,  $\text{K}_2\text{O}$  уменьшается на 0,5—1,5%. Вариации в содержании других компонентов невелики (табл. 15).

Средний химический состав альбитизированных и неизмененных гранитов, вес. %. По А. А. Беусу (1968)

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7	Ан. 8
SiO <sub>2</sub>	73,9	72,8	73,7	74,1	74,0	72,0	74,6	73,3
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,03	0,05	0,09	0,07	0,27	0,15	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,4	16,5	14,4	12,6	14,3	14,3	13,4	12,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5	0,1	1,2	1,7	1,03	1,00	0,85	2,58
FeO	0,3	0,5	0,3	1,0	0,94	1,50	0,99	1,28
MgO	0,3	0,2	0,2	0,3	0,20	0,66	0,31	0,26
CaO	0,8	0,4	0,4	0,6	0,66	1,45	0,55	0,46
Na <sub>2</sub> O	3,5	5,6	5,3	4,9	5,0	3,16	2,90	4,55
K <sub>2</sub> O	3,5	4,2	3,9	4,1	3,9	4,70	5,41	4,20
F	0,5	0,3	—	—	—	—	—	—

Апограниты: ан. 1—мусковит-микроклин-кварц-альбитовые с минералами бериллит; ан. 2—лигионит-амазонит-кварц-альбитовые с минералами тантала и ниобия; ан. 3—биотит-микроклин-кварц-альбитовые с минералами циркония и ниобия; ан. 4—рибекит-микроклин-кварц-альбитовые с минералами циркония и ниобия; ан. 5—среднее по альбитизированным гранитам; ан. 6—нормальный гранит; ан. 7—аляскит; ан. 8—щелочной гранит по Дэли.

А. А. Беус (1968) подчеркивает, что главной геохимической особенностью редкометалльных апогранитов, общей для всех типов, является ведущая роль натрия, выражающаяся в резком преобладании альбита над калиевым полевым шпатом, относительно низкое содержание кальция и магния. В то же время по содержанию кремнезема метасоматиты принципиально не отличаются от наиболее кислых разновидностей нормальных гранитов, а также почти не отличаются между собой. Более определенно о направленности химического и минерального преобразования пород можно судить по данным изучения конкретных примеров, позволяющим сравнить составы исходных пород и продуктов их метасоматического преобразования. По данным Н. Е. Залашковой (1969) метасоматическое преобразование сопровождается незначительным выносом кремнезема, магния, кальция и калия, заметным привносом глинозема и натрия (табл. 16). По-видимому, приведенные данные характеризуют суммарный эффект ранней альбитизации и относительно слабо проявленной грейзенизации. Это, в частности, вытекает из данных количественно-минеральных подсчетов: тенденция к возрастанию альбита во внутренней зоне частично осложняется новообразованием топаза и кварца (рис. 46).

Более четко направленность процесса к образованию существенно альбитовых пород видна из данных П. В. Ковалея (табл. 17), которые убедительно показывают, что существенно альбитовые породы (альбититы) развиваются в виде узких зон и по сравнению с метасоматитами трех-четырёхминерального состава играют резко подчиненную роль. Тем не менее тенденции к образованию альбититов подчеркивает щелочной характер растворов с резким преобладанием натрия над калием. Отчетливо фиксируются привнос натрия и глинозема, вынос кремния, калия, титана, магния, кальция. При этом возрастает содержание катионов в единице объема породы.

По данным П. В. Ковалея (1975), во внешней части разреза породы сохраняют характерные особенности структуры и состава исходных гранитов. Изменения выражаются в замещении биотита и частично плагиоклаза мусковитом, магнетита — гематитом, с дальнейшим растворением последнего. В массивах

Химические составы гранитов и продуктов их альбитизации,  
вес. %. По Н. Е. Залашковой (1969)

Компоненты	Гранит		Апогранит			
	двуслюдяной порфировый	мусковитовый	альбит-микроклиновый	амазонит-альбитовый с мусковитом	амазонит-альбитовый с мусковитом и лепидолитом	амазонит-альбитовый с лепидолитом
SiO <sub>2</sub>	73,11	72,0	72,2	71,00	70,52	71,4
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,22	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,46	14,90	16,10	17,25	16,00	17,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,77	0,76	0,22	0,34	1,44	0,39
FeO	0,99	1,73	1,42	0,50	0,97	0,95
MnO	0,02	0,52	0,11	0,03	0,18	0,14
MgO	0,37	0,35	0,25	0,15	0,14	0,19
CaO	1,26	0,96	0,92	0,81	0,98	0,52
Na <sub>2</sub> O	3,59	4,07	3,38	5,88	5,20	5,02
K <sub>2</sub> O	4,63	4,50	5,23	3,99	3,32	3,85

лепидолит-циннвальдитового типа биотит становится более литиевым. Переходы от существенно биотитовых разновидностей к мусковитовым постепенные.

Умеренно альбитизированные граниты по структуре существенно отличаются от гранитов. Первичные формы минералов отмечаются лишь в виде реликтов. Основной парагенезис этой зоны — альбит, кварц, микроклин и слюда, к которым добавляется флюорит, а также гранат, топаз, амблигонит, апатит, турмалин.

Таблица 17

Химический состав гранитов и продуктов их альбитизации,  
вес. %. По П. В. Ковалю (1975)

Компоненты	Гранит				Альбитит
	двуслюдяной	мусковитовый	альбитизированный	интенсивно альбитизированный	
SiO <sub>2</sub>	74,24	74,83	75,87	71,90	69,27
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,16	0,08	0,03	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,27	13,16	12,74	15,74	17,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,93	0,38	0,57	1,36
FeO	1,04	0,88	0,72	0,38	0,54
MnO	0,03	0,05	0,13	0,05	0,11
MgO	0,10	0,28	0,22	0,13	0,12
CaO	0,87	0,99	0,55	0,49	0,55
Na <sub>2</sub> O	4,01	3,31	4,73	6,50	9,69
K <sub>2</sub> O	5,07	4,69	4,07	3,29	0,30
Rb <sub>2</sub> O	—	—	0,08	0,11	0,01
Li <sub>2</sub> O	—	—	0,01	0,01	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,05	0,04	0,03	0,03
П. п. н.	0,50	0,71	0,50	0,56	0,41
F	0,13	0,15	0,11	0,05	0,04

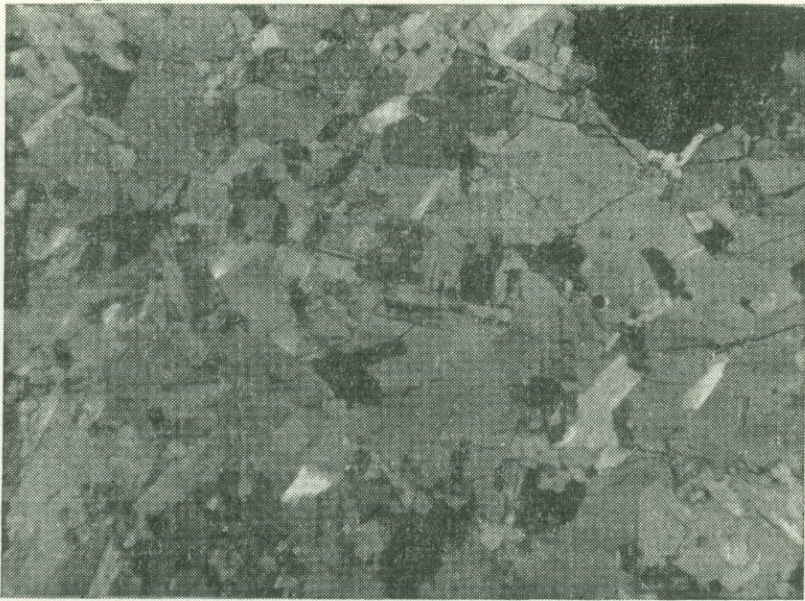


Рис. 47. Перекристаллизованный кварц (основной фон) с пойкилообластами альбита. Шлиф, николи скрещены, ув. 24.

Минеральный состав интенсивно альбитизированных гранитов практически тот же. Принципиальное отличие интенсивно альбитизированных гранитов заключается в следующем: 1) отмечается интенсивное замещение калиевого полевого шпата, кварца и слюд альбитом; 2) литий-железистые разновидности слюд сменяются высокоглиноземистыми; 3) происходит структурная перестройка породы, вызванная собирательной перекристаллизацией кварца и интенсивным развитием лейст сахаровидного альбита; 4) резко возрастает количество редкометалльных минералов.

Кварцевые альбититы представляют собой существенно альбитовые породы с достаточно крупными выделениями перекристаллизованного кварца, содержащего беспорядочно ориентированные пойкилообласты альбита (рис. 47).

Такой кварц часто неверно трактуется как новообразованный до- или послеальбититовый. Собирательная перекристаллизация кварца на фоне его замещения — обычное явление при процессах щелочного метасоматоза. При этом структурные взаимоотношения кварца с другими минералами таковы, что легко могут быть интерпретированы как замещение кварцем других минералов. Однако данные химических анализов, а также количественно-минеральных подсчетов, не оставляют сомнения в явном уменьшении общего содержания кварца в породах.

Минеральный состав кварцевых альбититов достаточно прост. Мелко-таблитчатый альбит № 5—8 и кварц составляют основную массу породы. Соотношения между этими минералами колеблются от близких к граниту до значительного преобладания альбита над кварцем (Беус, Залашкова, 1962). Замещение кварца альбитом встречается крайне редко. При этом образуются сахаровидные мономинеральные альбититы.

Контакты метасоматитов различных зон колонки постепенные, но достаточно четкие и нередко устанавливаются в штуфных образцах и шлифах.

Горизонтальная метасоматическая зональность в альбитизированных гранитах выражена неотчетливо. Она существенно затуманивается эволюцией состава растворов во времени, что приводит к смене одних фаций метасоматитов другими. Тем не менее, используя последовательность взаимозаменений минералов, можно построить метасоматические колонки, которые отражают направленность процесса метасоматического преобразования для каждой фации.

Ниже приведены примеры колонок для мусковитовой и лепидолит-биотитовой фаций, по данным П. В. Коваля (1975):

0. Биотитовый гранит.

1. Альбит, кварц, микроклин, литиевый фенгит — мусковит, биотит, флюорит.
2. Альбит, кварц, микроклин, литиевый фенгит — мусковит, флюорит.
3. Альбит, кварц, микроклин, фенгит — мусковит, флюорит.
4. Альбит, кварц, фенгит — мусковит, флюорит.
5. Альбит, кварц, флюорит.
6. Альбит, флюорит.

0. Биотитовый гранит.

1. Альбит, кварц, микроклин, литиевый биотит, топаз, флюорит.
- 1-а. Альбит, кварц, микроклин, лепидолит, топаз, флюорит.
2. Альбит, кварц, микроклин, топаз, флюорит.
3. Альбит, кварц, микроклин, флюорит.
4. Альбит, кварц, флюорит.
5. Альбит, флюорит.

Мусковитовый тип формируется в более щелочных условиях по сравнению с лепидолит-биотитовым.

Однако появление топаза в условиях повышенной щелочности представляется маловероятным. По-видимому, он возникает несколько позже на стадии повышающейся кислотности растворов. Важное место среди альбитизированных гранитов занимают фации, формирующиеся в условиях повышенной активности натрия. Их особенностью является наличие щелочных амфиболов и пироксенов (рибекита и эгирина), а иногда астрофиллита.

Металлогеническая и геохимическая специализация. С альбитизированными гранитами связаны промышленные концентрации бериллия, тантала, ниобия, лития, циркония, редких земель, вольфрама и олова. Характерными рудными минералами являются берилл, эвксенит, стрюверит, берtrandит, фенакит, колумбит, микролит, пирохлор, фергюсонит, циркон, вольфрамит, касситерит и некоторые другие. Наиболее яркая геохимическая особенность альбитизированных гранитов — накопление в них фтора, повышенное отношение натрия к калию.

Кроме элементов, образующих промышленные концентрации, характерны повышенные содержания гафния, рубидия, цезия, иногда бора и фосфора, концентрация которых примерно на порядок выше, чем в исходных гранитах. Максимальные концентрации большинства элементов характерны для интенсивно альбитизированных гранитов, сложенных альбитом, кварцем, микроклином и слюдой. В кварцевых и анхимономинеральных альбититах содержание редких элементов понижается. Приуроченность максимума рудной минерализации к определенной зоне метасоматической колонки свидетельствует о синхронности процессов альбитизации и рудообразования. Причиной рудоотложения, очевидно, является нейтрализация растворов при их взаимодействии с гранитами.

Всесторонний анализ термометрических данных показывает наиболее вероятные значения температур альбитизации в интервале 520—460° С. Давление отвечает условиям глубинности порядка 1,5—2,5 км (Коваль, 1975).

Результаты изучения газово-жидких включений, с учетом петрографических и экспериментальных данных показывают, что альбитизация происходит под воздействием гидрокарбонатно-натриевых растворов с общей минерализацией 10—15%. Содержание углекислоты составляет десятки граммов на литр. Среди катионов резко преобладает натрий, среди анионов — угольная, соляная, фтористо-водородная и кремниевая кислоты. Несомненно, повышенная щелочность растворов определяется их содовым составом. Вместе с тем для альбитизирующих растворов характерна высокая концентрация фтора, комплексные соединения которого играют важную роль в переносе элементов.

### *ж. Кварц-полевошпатовые метасоматиты*

В качестве самостоятельной метасоматической формации кварц-полевошпатовые метасоматиты впервые выделены В. А. Жариковым (1961<sub>2</sub>) и более детально описаны им совместно с Д. К. Власовой (1962). Согласно этим данным кварц-полевошпатовый метасоматизм представляет наиболее ранний и наиболее высокотемпературный процесс стадии выщелачивания. Он занимает промежуточное положение между альбитизацией и грейзенизацией. Метасоматиты этого типа упоминаются лишь в единичных публикациях, а обобщающие работы вообще отсутствуют. Это можно объяснить либо крайней ограниченностью развития кварц-полевошпатовых метасоматитов, либо тем, что они описываются совместно с альбитизированными гранитами. Последнее более вероятно, так как по составу метасоматиты этих формаций очень близки; отличия проявляются лишь во внутренних зонах. В то время как в альбитизированных гранитах отмечается тенденция к образованию существенно альбитовых пород (что подтверждается выносом кремнезема, привносом глинозема и натрия), то при образовании кварц-полевошпатовых метасоматитов процесс направлен в сторону образования кварц-альбитовых и существенно кварцевых пород. Правомочно выделять две фации кварц-полевошпатовых метасоматитов: кварц-альбитовую и кварц-калишпатовую.

Согласно Д. К. Власовой и В. А. Жарикову (1962), кварц-полевошпатовые метасоматиты развиваются в апикальной части Майхуринского массива (Гиссарский хребет). Намечается следующая схема смены парагенезисов по мере увеличения интенсивности метасоматического изменения гранитоидов.

0. Неизменный гранодиорит.

1. Кварц, ортоклаз, мусковит, хлорит, магнетит.

2. Кварц, альбит, ортоклаз, мусковит, турмалин (или хлорит).

3. Кварц, альбит, ортоклаз, мусковит.

4. Кварц, альбит, ортоклаз.

5. Кварц, альбит.

6. Кварц.

Из приведенной колонки, а также диаграммы количественно-минерального состава (рис. 48) видно, что по составу кварц-полевошпатовые метасоматиты отличаются от альбитизированных гранитов лишь резко повышенным содержанием кварца во внутренней зоне. Во внешней зоне изменения плагиоклаз (№ 32—36) гранодиоритов псевдоморфно замещается агрегатом альбита (№ 7—8) и мусковита. Роговая обманка и биотит полностью замещены хлори-

том и мусковитом. Следующая зона характеризуется развитием турмалина за счет хлорита. Затем отмечается замещение турмалина мусковитом, частичное замещение ортоклаза альбитом (№ 2) и мусковитом. Замещение мусковита альбитом и ортоклазом приводит к образованию кварц-полевошпатовых метасоматитов; последние часто имеют пегматоидный облик. Кварц-альбитовая порода встречается относительно редко. Отчетливо устанавливается замещение альбита кварцем. В прожилках как более поздний минерал встречается мусковит, в единичных зернах — апатит, рутил, касситерит. Мономинеральная кварцевая порода встречается в виде гнезд и жилок среди кварц-альбитовой породы. В измененных породах отмечаются повышенные содержания олова.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты описаны П. В. Ковалем (1975). Он отмечает более позднее их образование по сравнению с альбитизированными гранитами и возрастание кварца по сравнению с вмещающими их интенсивно альбитизированными гранитами и альбититами.

Проявления кварц-полевошпатового изменения наиболее характерны для массивов амазонитовых гранитов, т. е. циннвальдит-лепидолитовых альбитизированных гранитов, содержащих окрашенный в голубовато-зеленые тона калиевый полевошпат. В массивах мусковитовых альбитизированных гранитов они развиты слабо или даже не встречаются. Кварц-полевошпатовые метасоматиты имеют пегматоидный облик, образуются вдоль трещин отдельности, часто выполнены жилами кварц-полевошпатового состава. Отмечаются случаи выхода кварц-калишпатовых зон и жил за пределы альбитизированных пород, что указывает на известную самостоятельность процессов альбитизации и кварц-полевошпатового замещения. Характерно частое присутствие амазонита, в связи с чем описываемые метасоматиты часто называют амазонитовыми гранитами.

Жилообразные тела и жилы кварц-калишпатовых пород сложены крупно- и гигантозернистым калиевым полевым шпатом, кварцем, слюдой, лейстовидным альбитом, топазом с некоторым количеством флюорита и аксессуарных минералов. Метасоматическая зональность проявлена очень нечетко. Отмечается некоторое увеличение содержания калиевого полевого шпата в непосредственной близости к зонам, появление кварц-калишпатовых линзочек, а также топаза. Центральные зоны представлены кварцевыми ядрами.

Изменения химического состава выражаются в накоплении калия, кремния, фтора, лития, рубидия, кальция, железа.

Большинство исследователей описывают калишпатизацию как процесс щелочной (Беус, Залашкова, 1962; Беус, 1968). Между тем образование существенно кварцевых жил и зон в интенсивно альбитизированных гранитах и кварцевых ядер в центральных частях кварц-калишпатовых тел, по мнению П. В. Коваля (1975), свидетельствует о кислотном характере процесса.

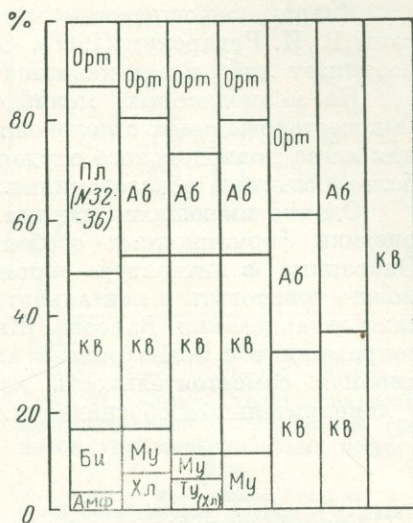


Рис. 48. Диаграмма количественно-минерального состава кварц-полевошпатовых метасоматитов. По Д. И. Власовой и В. А. Жарикову (1962)

Кварц-полевошпатовые метасоматиты молибденовых месторождений описаны В. И. Рехарским (1966). Он отмечает, что во внутренних частях колонки возникает либо кварц-калишпатовая, либо кварц-альбитовая зона.

На молибденовых, молибденит-шеелитовых и молибденит-халькопиритовых месторождениях с полевошпат-кварцевыми метасоматитами связана основная масса молибденового оруденения. Как подчеркивается, грейзены являются более поздними образованиями.

Однако имеющихся данных явно недостаточно для всесторонней характеристики формационных особенностей кварц-полевошпатовых метасоматитов. Описанные в литературе проявления кварц-полевошпатового метасоматоза можно трактовать и как альбитизированные граниты с сопряженными процессами окварцевания (Власова, Жариков, 1962) и как кварц-калишпатовые жилы, сопряженные с более ранней альбитизацией (Коваль, 1975). Поэтому формационная самостоятельность кварц-калишпатовых метасоматитов нуждается в дополнительном обосновании.

### 3. Грейзены

Грейзеновая формация является одной из наиболее изученных. В обширной литературе всесторонне охарактеризованы формационные особенности грейзенов, условия их формирования и рудоносность. В настоящем разделе рассматриваются наиболее общие черты данной формации.

О терминах «грейзен» и «грейзеновая формация». Грейзенизация представляет собой процесс кислотного выщелачивания, связанный с гранитными интрузивами. На более высоких гипсометрических уровнях процессы кислотного выщелачивания соответственно представлены вторичным окварцеванием и фумарольно-сульфатной аргиллизацией. На более глубоких глубинных уровнях продукты кислотного выщелачивания представлены кварц-силлиманит(кианит)-мусковитовыми метасоматитами.

Таким образом, процессы грейзенизации осуществляются в определенном интервале глубин, который по различным данным составляет 1,5—3,0 км. Согласно исчерпывающему определению Д. В. Рундквиста с соавторами (1974), формация грейзенов — это комплекс метасоматических пород, генетически связанный с послемагматической деятельностью кислых и ультракислых гранитов, возникающий при развитии высокотемпературного (500—300° С) кислотного метасоматоза (обычно в условиях умеренных глубин) в аликальных частях гранитных массивов и во вмещающих их породах различного состава.

Первоначально термином «грейзен» обозначались существенно кварц-мусковитовые породы, образующиеся путем метасоматического преобразования пород гранитного состава, гранитов, песчаников, сланцев, вулканогенных пород и др. В дальнейшем, однако, термину «грейзен» был придан формационный смысл и под этим названием стали понимать всю совокупность метасоматических пород, образующихся под воздействием грейзенизирующих растворов.

Следует отметить, что в литературе понятие «грейзен» в настоящее время используется как в более узком, первоначальном смысле, так и в более широком формационном. Представляется целесообразным за термином «грейзен» оставить его первоначальный смысл. Если речь идет о формации в целом, следует говорить не о грейзенах, а о породах грейзеновой формации. Можно также использовать термины — апокарбонатные, апосерпентинитовые и другие грейзены, отличая их, таким образом, от собственно грейзенов — продуктов грейзенизации пород гранитного состава.

Грейзенизированными породами имеет смысл называть породы, претерпевшие относительно слабые и умеренные преобразования и занимающие по составу промежуточное положение между исходной породой и грейзеном (Рундквист и др., 1971).

Геологические условия формирования. Согласно данным Д. В. Рундквиста с соавторами (1971), структурно-геологическая позиция грейзеновых месторождений может быть систематизирована следующим образом: 1) зоны обрамления срединных массивов складчатых областей; 2) зоны внешнего обрамления складчатых областей; 3) зоны внутренних геоантиклинальных поднятий складчатых областей; 4) зоны внутренних активизированных областей завершённой складчатости.

Граниты, с которыми связаны грейзеновые месторождения, обнаруживают генетическое родство с зонами, испытывшими на протяжении длительного отрезка времени режим поднятия. Перерыв между завершением геосинклинального развития области и временем образования интрузивных гранитов составляет 75—100 млн. лет. Грейзенизированные породы, как правило, располагаются в приконтактовой зоне гранитоидных интрузивов, преимущественно наиболее кислого состава.

В отличие от альбитизации грейзенизация развивается не только в эндоконтактовой, но и в экзоконтактовой зоне (рис. 49). Все главнейшие типы грейзеновых месторождений обнаруживают закономерную связь с небольшими по размерам в данном сечении интрузивными телами гранитов. Участки проявления грейзенизации в зонах экзоконтакта очень часто совпадают с дайковыми поясами. В эндоконтактовой зоне грейзенизация преимущественно тяготеет к прикровлевым наиболее приподнятым участкам, особенно к апофизам и заливообразным проникновениям гранитов в породы кровли, в меньшей мере к участкам пологого погружения кровли массивов. Общие контуры участков развития интенсивной грейзенизации подчиняются морфологии прикровлевых частей интрузий, детали строения тесно связаны с разрывными нарушениями. Чем дальше в сторону от интрузивного массива проникают грейзены, тем в большей мере проявляется влияние разрывных нарушений на локализацию грейзенизированных пород.

Следует подчеркнуть, что проявления начальных ступеней грейзенизации отмечаются в подавляющем большинстве гранитных массивов. Однако развитие интенсивных процессов грейзенизации характерно лишь для относительно небольшой их части. В одних случаях слабое проявление грейзенизации можно связывать со значительной глубиной эрозионного среза, в других — с экранной ролью вышележащих пород, затрудняющих циркуляцию растворов. В последнем случае слабая грейзенизация с образованием двуслюдяных и мусковитовых гранитов захватывает большие объемы пород, приобретая характер автометасоматических процессов.

Вместе с тем в ряде случаев отсутствие грейзенов не может быть объяснено указанными причинами. Очевидно, интенсивная грейзенизация не может

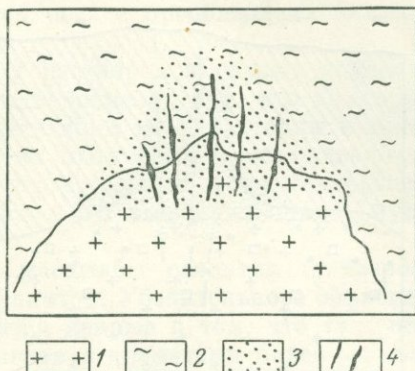


Рис. 49. Схема, характеризующая пространственные соотношения гранитов, грейзенизированных пород и жил.

1 — гранит; 2 — сланцы, гнейсы; 3 — грейзенизированные породы; 4 — рудные жилы

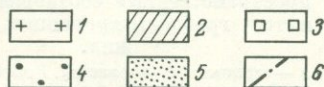
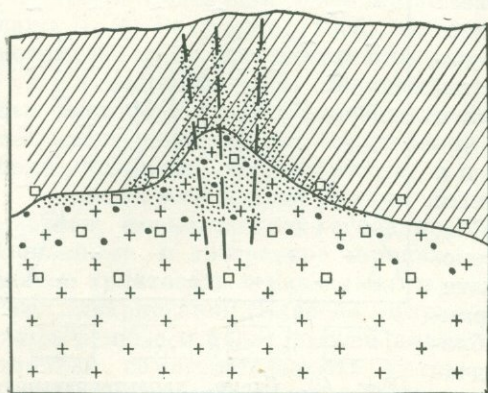


Рис. 50. Схема, характеризующая пространственные соотношения калишпатизации, альбитизации и грейзенизации.

1 — граниты; 2 — вмещающие породы; 3 — калишпатизированные породы; 4 — альбитизированные породы; 5 — грейзенизированные породы; 6 — трещинные зоны

целиком рассматриваться как результат деятельности послемагматических растворов, выделяющихся только данным интрузивным телом. Не исключено, что процессы грейзенизации в значительной мере связаны с более глубинными растворами, источником которых служили магматические очаги. Это дает основание для представлений о парагенетической связи грейзеновых месторождений с интрузивными массивами.

В качестве фактов, противоречащих прямой связи грейзенов с интрузиями, Д. В. Рундквист с соавторами (1971) указывают на распространение метасоматических изменений на значительную глубину с выходом за пределы малых интрузий, с которыми они связаны, контроль гранитов глубинными разломами, которые можно считать каналами поступления не только гранитных расплавов, но и более поздних грейзенизирующих растворов. Очевидно, говоря о генетической связи грейзенов с гранитами, следует иметь

в виду не столько непосредственную связь с конкретным интрузивным телом, сколько связь с гранитоидным магматизмом вообще.

Как убедительно показывают обобщение и анализ материалов по грейзеновым месторождениям мира, подавляющая масса рудоносных грейзенов формировалась в интервале 300—80 млн. лет (конец палеозоя — мезозой), что является не следствием различных процессов эрозии молодых и древних областей, а одним из проявлений общей необратимой направленности эволюции земной коры (Рундквист и др., 1971).

Соотношение грейзенов с метасоматитами других формаций. Условия локализации грейзенов во многом сходны с калишпатизированными, альбитизированными гранитами и кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Поэтому процессы грейзенизации нередко проявляются в тесной связи с калишпатизацией, альбитизацией и кварц-полевошпатовым метасоматозом, имея как ведущее, так и резко подчиненное значение. Вместе с тем имеются и определенные отличия в пространственном распределении метасоматитов различных формаций. Наиболее широкую полосу эндоконтактной зоны захватывает калишпатизация, несколько более узкую — альбитизация, еще более узкую — грейзенизация. При этом в экзоконтактной зоне альбитизация вообще не проявляется, калишпатизацией захватывается очень узкий ореол, а грейзенизация вдоль отдельных нарушений может распространяться на многие сотни метров в сторону от контакта с гранитами (рис. 50).

Соотношения калишпатизированных, альбитизированных и грейзенизированных пород в пространстве позволяют предполагать, что в ряде случаев эти образования могут последовательно формироваться как результат естественной эволюции единой порции растворов. При этом повышение кислотности

растворов можно связывать с понижением температуры в пространстве и во времени. Вместе с тем обычно устанавливается резкое преобладание метасоматитов какой-либо одной формации.

Очевидно, особенности послемагматических растворов в разных случаях существенно отличались. Это, в частности, подтверждается тем, что для гранитов повышенной щелочности явления грейзенизации не характерны и процессы высокотемпературного метасоматоза в них практически заканчиваются стадией ранней альбитизации. В гранитах ультракислого ряда, напротив, основное значение приобретают процессы кислотного выщелачивания (Беус, Залашкова, 1962).

В ряде случаев, однако, относительные масштабы развития грейзенов и альбититов невозможно увязать с составом гранитов. Убедительного объяснения этому не найдено. В литературе приводятся данные о том, что типично грейзеновые месторождения формируются в связи с гранитами более ранних интрузивных фаз, а редкометалльные альбититы — с более поздними. Высказываются также предположения о формировании альбититов в обстановке большей относительной замкнутости систем по сравнению с грейзенами (Рундквист и др., 1971). В отличие от более ранних проявлений послемагматического метасоматоза, грейзенизация практически всегда достаточно четко контролируется трещиноватостью гранитов и вмещающих их пород. В одних случаях это мелкая трещиноватость, захватывающая значительные объемы гранитов, в других — это крупные трещины. По сравнению с альбитизацией грейзенизация гранитов развита еще более локально (Беус, Залашкова, 1962).

На основании вышесказанного можно заключить, что соотношение масштабов проявления процессов альбитизации и грейзенизации определяется составом гранитов, их местом в становлении интрузивного комплекса, степенью трещиноватости и относительной экранирующей ролью вмещающих пород. Наложение грейзенизации на альбитизированные породы доказывается однозначно.

Закономерности строения грейзеновых тел. По-видимому, ни в каком другом типе метасоматитов зональность строения метасоматических тел не проявляется столь отчетливо, как в грейзенах. Особенно четкие границы между зонами характерны для внутренних и промежуточных зон метасоматических тел. Во внешних зонах они менее отчетливы, в породах появляются многочисленные реликты не полностью замещенных минералов. Это указывает на недостаток растворов для полного прохождения реакций во внешних зонах.

Типичная схема строения грейзенового тела представлена на рис. 51. При наличии тесно сближенных трещин строение метасоматических тел усложняется в связи с многократным чередованием отдельных зон колонки, однако принципиальная схема последовательности зон во всех случаях сохраняется. Наиболее обычна следующая метасоматическая колонка:

0. Гранит неизменный.  
Кварц, калишпат, олигоклаз, биотит, магнетит.
1. Гранит мусковитовый.  
Кварц, калишпат, альбит, мусковит, биотит, магнетит.
2. Кварц, калишпат, альбит, мусковит.
3. Кварц, калишпат, мусковит.
4. Кварц, мусковит.
5. Кварц, топаз.
6. Кварц.

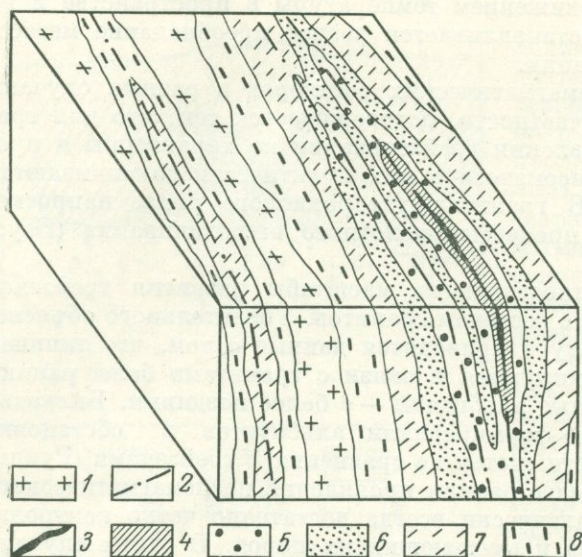


Рис. 51. Схема строения грейзенового тела.

1 — гранит; 2 — трещины; 3 — кварц-топаз-мусковитовая жила с сульфидами; 4 — кварцевый грейзен; 5 — кварц-топазовый грейзен; 6 — кварц-мусковитовый грейзен; 7 — кварц-мусковит-микрелиновая зона; 8 — грейзенизированный гранит

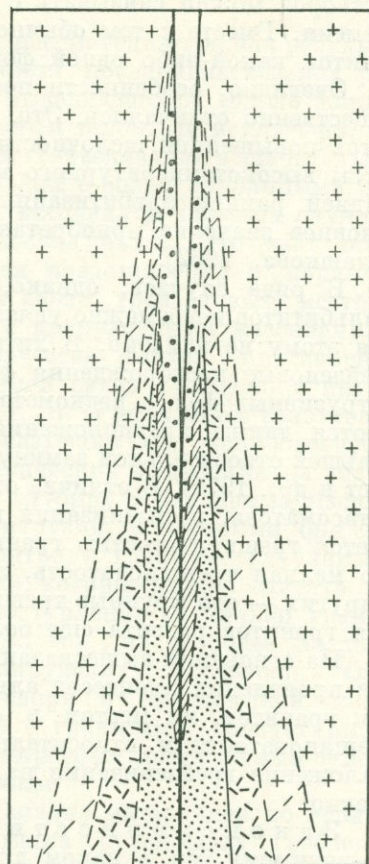
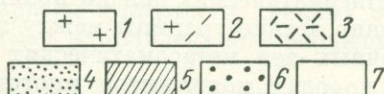


Рис. 52. Схема вертикальной зональности в грейзенах.  
По А. А. Беусу (1961).

1 — гранит; 2 — грейзенизированный гранит; 3 — грейзены; 4 — кварц-сланцевые, 5 — кварцевые, 6 — топазовые и кварц-топазовые, 7 — жильный кварц



Во многих случаях кварц-топазовая зона не образуется. Приведенная колонка отражает тенденцию к образованию существенно кварцевых пород.

В литературе описаны многочисленные примеры грейзенизации с заметным накоплением глинозема во внутренней зоне. В таких случаях внутренняя зона имеет существенно топазовый или мусковитовый состав.

Как видно из колонки, наиболее устойчивыми минералами исходных гранитов являются кварц и калиевый полевой шпат. Значительно менее распространены грейзены, в которых альбит обнаруживает более высокую устойчивость по сравнению с калиевым полевым шпатом. Для апокарбонатных фаций грейзенов характерна следующая метасоматическая зональность: известняк → кальцит, флюорит → флюорит, мусковит → флюорит.

В литературе описаны другие типы строения апокарбонатных колоннок (Яковлев, Ай Юнь-фу, 1964; Говоров, 1958; Рундквист, Чистяков, 1960), отличающиеся присутствием в промежуточной зоне альбита, иногда флогопита. По породам основного и среднего состава формируются колонки с амфиболом

и биотитом во внешних зонах, с биотитом и мусковитом — в промежуточных, с мусковитом, кварцем и флюоритом — во внутренних.

**Вертикальная зональность.** В некоторых случаях устанавливается закономерная смена минеральных ассоциаций в вертикальном сечении метасоматических тел. В нижнем сечении отмечается значительное обогащение грейзенов кварцем и обеднение глиноземом, в верхних, напротив, — значительное накопление глинозема с образованием существенно топазовых или мусковитовых пород. Эти зоны накопления глинозема рассматриваются как результат переотложения выщелоченного компонента восходящими растворами при понижении их кислотности.

Схема вертикальной зональности грейзенов представлена на рис. 52. Кроме породообразующих минералов закономерное положение в вертикальном сечении занимают и рудные минералы. Значительное усложнение вертикальной зональности связано с наложением минеральных ассоциаций, сопряженных с грейзенами, — турмалина, мусковита, альбита, калишпата и др.

**Фаши и грейзенов.** В зависимости от относительного содержания минералов во внутренней зоне выделяются следующие фации апогранитоидных грейзенов: слюдисто-кварцевая, кварц-топазовая, кварц-слюдяная, слюдяная, кварц-турмалиновая, слюдисто-полевошпатовая. (Последняя формируется в условиях пониженной кислотности растворов). За счет пород основного и карбонатного состава формируются бескварцевые флюорит-мусковитовая и полевошпат-флюоритовая фации.

Влияние состава исходных пород несомненно является одной из важных причин фациального разнообразия грейзенов. Однако различные фации отмечаются и в породах одного состава. Здесь в качестве определяющей причины служит смена физико-химических параметров растворов в пространстве, на что, в частности, указывает и приведенная схема вертикальной зональности (см. рис. 52). Вместе с тем образование отдельных фаций может быть обусловлено и эволюцией растворов во времени. Так, кварц-турмалиновая ассоциация, накладываясь на грейзены кварц-мусковитовой или кварц-топазовой фаций, обуславливает формирование кварц-турмалиновой фации. Замещение турмалином мусковита и топаза отмечается в работах многих исследователей. Особенно детально этот вопрос рассмотрен Н. И. Тихомировым и Ж. Н. Рудаковой (1963). Указывается, в частности, что зоны турмалинизации нередко приурочены к зонам брекчирования в грейзенах, причем обломки грейзенизированных пород и кварцевых жил цементируются и замещаются турмалином. Турмалинизацию с полным основанием можно рассматривать как процесс, сопряженный с грейзенизацией.

Значительные масштабы и интенсивность проявления турмалинизации послужили причиной того, что в литературу турмалиновые грейзены прочно вошли как самостоятельная фация. Очевидно, турмалинизация характеризует переходную стадию от кислотного выщелачивания к поздней щелочной стадии (сопряженного отложения). Последняя в грейзенах выражается в прожилково-метасоматическом развитии мусковита, альбита, калиевого полевого шпата.

**Особенности минерального и химического состава.** Количественный минеральный состав грейзенов существенно варьирует. При изменении алюмосиликатных пород можно выделить два крайних случая: а) грейзенизация, сопровождающаяся накоплением кремнезема, и б) грейзенизация, сопровождающаяся накоплением глинозема. В первом случае отмечается значительное увеличение кварца. В гранитах содержание кварца 30—35%, в кварц-мусковитовых грейзенах 40—50%, мусковит-

Химические составы грейзенов, вес. %. По Г. Н. Щерба (1968)

Компоненты	Лейкокраповый гранит	Апогранитные грейзены						Апокарбонатный слю- дино-флюоритовый грейзен	Грейзены по основным и ультраоснов- ным породам	
		мусковит- кварцевый	топаз-квар- цевый	кварцевый	мусковито- вый	топазовый	турмалино- вый		мусковито- вый	мажарит- флюорито- вый
SiO <sub>2</sub>	75,21	75,11	76,34	89,36	54,88	44,60	35,40	10,28	47,08	34,00
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,26	0,36	0,12	0,23	0,13	0,47	сл.	0,09	1,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,32	12,36	8,65	2,10	21,31	33,68	23,80	9,69	31,80	18,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	1,45	0,93	1,05	5,21	1,13	16,28	1,72	1,17	0,70
FeO	0,71	0,48	2,78	1,03	2,16	0,14	4,52	2,96	0,55	6,70
MnO	0,06	0,35	0,17	0,54	0,01	—	0,08	0,34	—	—
MgO	0,33	0,71	0,66	0,66	0,54	0,19	6,04	0,38	2,92	12,70
CaO	0,90	1,30	2,57	1,67	1,56	8,63	1,48	42,69	2,02	9,80
Na <sub>2</sub> O	3,20	0,88	0,52	0,30	1,59	0,81	0,87	0,20	0,08	1,00
K <sub>2</sub> O	4,11	2,33	0,29	1,82	7,20	2,81	0,03	2,90	10,90	6,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,16	0,14	—	0,80	0,17	0,25	0,01	0,04	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,61	0,14	0,15	0,32	0,10	0,01	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,76	0,80	—	1,10	—	0,73	—	—	—
F	—	2,03	3,30	—	—	—	—	27,80	—	3,00
Cl	—	0,34	0,42	—	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	0,08	—	—	—	0,66	—	—	—	—
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	8,84	—	—	—
П. п. п.	—	1,41	1,03	0,95	3,74	6,92	—	—	6,13	5,00

кварцевых 60—80%, кварцевых 90—95%, топаз-кварцевых 70—90%. Таким образом, тенденция к образованию существенно кварцевых пород выражена очень отчетливо. При этом происходит значительный вынос щелочей, глинозема, привнос кремнезема (табл. 18).

В процессе грейзенизации также происходит вынос кальция, магния, железа. Однако во многих случаях данные химических анализов свидетельствуют о более высоком содержании этих элементов в грейзенах по сравнению с гранитами. Как правило, это связано с наложением процессов, сопряженных с грейзенизацией, особенно турмалинизацией и флюоритизацией.

Накоплением глинозема сопровождается образование мусковитовых и топазовых грейзенов. Содержание кварца в таких грейзенах понижается до 5—20%, а мусковита или топаза возрастает до 70—95%. При этом содержание глинозема увеличивается по сравнению с гранитами на 10—25%, а кремнезема понижается на 15—40%. В ряде случаев накопление глинозема можно связывать с его выносом из более глубоких уровней и переотложением в верхних частях, как это следует из схемы вертикальной зональности. Однако во многих случаях устанавливается выклинивание мусковитовых и топазовых грейзенов на глубину с переходом в слабоизмененные и неизмененные граниты.

Как известно, растворимость алюминия и кремния в растворах определяется температурой, кислотностью и давлением, причем влияние каждого из этих параметров на растворимость компонентов неодинаково. В одних случаях

изменение физико-химических параметров в большей мере способствует понижению растворимости кремнезема, в других — глинозема. Следует отметить, что указанные тенденции характерны не только для грейзенизации, но и для всех других процессов кислотного выщелачивания. В целом накоплению в грейзенах глинозема, по-видимому, способствуют более высокая щелочность растворов, более значительный градиент температуры и давления.

Формирование кварц-мусковитовых и мусковитовых грейзенов сопровождается накоплением калия, воды и фтора. Что касается магния, кальция и железа, то их содержание, как и в кварцевых грейзенах, существенно зависит от интенсивности проявления процессов, сопряженных с грейзенизацией.

В грейзенах по алюмосиликатам, породам повышенной основности, существенное значение приобретают биотит, флогопит и флюорит. Главными породообразующими минералами апокарбонатных грейзенов являются флюорит и мусковит (Куприянова, Шпанов, 1969). Содержание флюорита составляет 30—75%, слюды 20—40%, турмалина 1—20%. Реже апокарбонатные грейзены представлены топаз-флюоритовой фацией с содержанием топаза до 40% и диаспора до 10% (Щерба, 1968).

Соответственно грейзенизация карбонатных пород сопровождается привносом глинозема, фтора, калия и выносом углекислоты. Привнос кремния, алюминия и калия, по мнению И. И. Куприяновой и Е. П. Шпанова (1969), находится в близком соответствии с предположением, что мусковит образуется путем выполнения дефицита объема (33%), возникающего при замещении кальция флюоритом. В отдельных случаях наиболее интенсивного проявления процесса вынос кальция совершенно очевиден.

Наложение грейзенизации на скарны приводит к формированию магнетит-флюорит-слюдяных метасоматитов.

Таким образом, главнейшими породообразующими минералами грейзенов являются кварц, топаз, мусковит, цинвальдит, протолитионит, биотит, сидерофиллит, флюорит, турмалин. В стадию отложения образуется то или иное количество слюд, топаза, турмалина, флюорита, альбита и микроклина.

Металлогеническая специализация. С грейзенами связаны промышленные концентрации олова, вольфрама, молибдена, берилля, лития, висмута. Тантал-ниобиевая, циркониевая и редкоземельная минерализация в грейзенах в основном связана с более ранними процессами альбитизации. Наиболее характерные рудные минерала — касситерит, молибденит, вольфрамит, шеелит, висмутин, берилл, бертрандит, фенакит, таффеит, хризоберилл, эвклаз.

Интересно отметить, что если в отношении породообразующих минералов тенденция процесса направлена в сторону уменьшения их числа, то число рудных минералов, напротив, значительно возрастает. Поэтому общее число минералов в грейзенах обычно больше, чем в исходных породах.

Влияние состава вмещающих пород на минеральный состав руд выражено достаточно отчетливо. Для грейзенов по алюмосиликатным породам кислого состава характерны вольфрамит, касситерит, молибденит, берилл; в апокарбонатных грейзенах обычны шеелит, молибдошеелит, касситерит, фенакит, хризоберилл, эвклаз, таффеит; грейзены по алюмосиликатным породам повышенной основности содержат вольфрамит, шеелит, касситерит, молибденит, берилл, фенакит; грейзены по скарнам характеризуются шеелитом, касситеритом, хризобериллом, гельвином, бериллом, фенакитом.

Отложение большей части рудных минералов связано с нейтрализацией грейзенизирующих растворов. Поэтому в карбонатных и основных породах

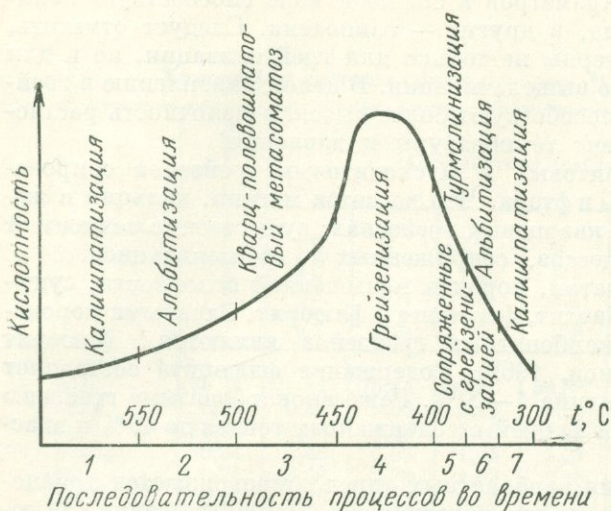


Рис. 53. Схема эволюции кислотности и температуры послемагматических растворов во времени

ляются глубинами 1,5—3 км, возможно несколько более. Отчетливых данных о зависимости состава грейзенов от глубинности не отмечено (Щерба, 1968).

По температурам образования грейзенов к настоящему времени накоплено большое количество данных, основанных на результатах изучения газожидких включений. Как позволяет заключить анализ этих данных, в целом процессы грейзенизации осуществлялись преимущественно в интервале температур 350—450° С. Ниже 350° С процессы кислотного выщелачивания выражались в березитизации пород, выше 450° С — в кварц-полевошпатовом изменении. Вместе с тем указанный температурный диапазон характеризует температуру главнейшей по масштабам проявления части процесса, в которую укладывается как собственно грейзенизация, так и образование типоморфных для данной формации сопряженных минералов (топаз, мусковит, турмалин).

Минералообразование продолжается и в более низкотемпературной области на более поздних стадиях процесса. Однако оно характеризуется незначительными масштабами проявления и выражается в образовании парагенезисов с серицитом и глинистыми минералами, которые в целом характерны для более низкотемпературных метасоматических формаций.

Все исследователи согласны с тем, что грейзенизация осуществляется на стадии наибольшего возрастания кислотности послемагматических растворов, связанных с гранитоидами (рис. 53). Процессы, сопряженные с грейзенизацией, происходят на фоне постепенного возрастания щелочности растворов и понижения их температуры. Возрастание щелочности приводит в первую очередь к отложению глиноземсодержащих минералов (топаза, мусковита), затем турмалина, альбита и микроклина (последний, очевидно, характеризует минимум кислотности). Влияние эволюции кислотности несомненно является определяющим фактором рудоотложения.

Данные изучения газожидких включений, а также результаты анализа парагенезисов указывают, что кислотность растворов в значительной степени

метасоматическое преобразование и рудоотложение синхронны. В породах кислого состава рудоотложение несколько отстает от грейзенизации, будучи тесно связано с сопряженными процессами. В этих случаях значительная часть рудных концентраций связана с кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и кварц-сульфидными жилами и прожилками. При замкнутости трещин грейзенизация постепенно сменяется образованием мелкокрашленного, рассеянного оруденения.

Физико-химические условия формирования грейзенов. Эти условия определяют

обусловлена высокой концентрацией в растворах углекислоты, хлора и фтора. Взаимодействие растворов с породами и их дегазация являлись главными факторами, определяющими возрастание их щелочности.

#### *и. Кварц-турмалин-хлоритовые метасоматиты*

Широкое развитие в околорудных породах турмалина является одной из наиболее ярких особенностей описываемой формации. В этом отношении метасоматиты данной формации в какой-то мере сходны с грейзенами. Однако в последних турмалин образуется далеко не всегда, как правило, в значительно меньших масштабах и является сопряженным с процессами грейзенизации. Таким образом, даже по масштабам проявления и по положению турмалина в гидротермально-метасоматическом процессе грейзены и турмалин-хлоритовые метасоматиты заметно отличаются друг от друга. Что касается других формационных признаков, то отличия этих формаций еще более очевидны. Тем не менее в ряде случаев разделение грейзеновых и турмалин-хлоритовых метасоматитов вызывает существенные трудности.

В некоторых работах турмалин-хлоритовые метасоматиты описаны как грейзены, на что справедливо обратили внимание Д. В. Рундквист с соавторами (1971). Так, Н. И. Наконник (1954) в качестве характерного минерала грейзенов упоминает хлорит. Имеющиеся в настоящее время данные убедительно показывают, что хлорит для грейзенов совершенно не характерен, а описываемые метасоматиты с хлоритом относятся к самостоятельной кварц-турмалин-хлоритовой формации.

**Геологическое положение.** Кварц-турмалин-хлоритовые метасоматиты связывают с малыми интрузиями гранитоидов. В отличие от грейзенов они не обнаруживают четкой пространственной связи с гранитоидными интрузивами. Напротив, описываемые метасоматиты, как правило, располагаются вдали от крупных гранитоидных интрузивов и чаще тяготеют к небольшим штокообразным выходам гранитов повышенной основности или к полям развития даек лампрофиров, относимых к группе «самостоятельных малых интрузивов» (Кигаи, 1966). На этой основе возникла дискуссия в отношении существа связи касситерит-сульфидных месторождений (и следовательно, сопровождающих их турмалин-хлоритовых метасоматитов) с магматизмом. Одни исследователи связывают их с гранитоидами повышенной основности (Смирнов, Левицкий, Радкевич и др.), другие — приходят к выводу о парагенетической связи с гибридными дайками среднего и основного состава, считая последние либо дериватами гранитоидной магмы (Коптев-Дворников, Фаворская, Руб), либо производными самостоятельных магматических очагов (Бородаевская), возможно, базальтовых (Шипулин). Некоторые исследователи приходят к выводу об отсутствии генетической или парагенетической связи месторождений с малыми интрузивами, объясняя пространственные соотношения общностью геолого-структурных условий локализации.

Из сказанного очевидно, сколь отличны геологические позиции грейзенов и кварц-турмалин-хлоритовых метасоматитов.

Основными структурными элементами, определяющими локализацию турмалин-хлоритовых метасоматитов, являются разрывные нарушения. Они могут находиться в пределах, вблизи и на значительном удалении от интрузивных массивов. Основные растворопроводящие элементы — линейные трещинные зоны; большое влияние на мощность околорудных ореолов оказывают зоны мелкой трещиноватости. В литературе охарактеризованы кварц-турмалин-

хлоритовые метасоматиты, развитые по песчанникам, алевролитам, гранитам и порфирирам. Мощности метасоматических тел, локализующихся вдоль отдельных, даже достаточно мощных жил, составляют несколько метров; в участках сгущения жил и интенсивного проявления трещиноватости мощности ореолов околорудного изменения могут достигать десятков метров.

**Горизонтальная зональность.** Эта достаточно ярко выраженная особенность строения кварц-турмалин-хлоритовых метасоматитов отмечается многими исследователями. Е. Д. Радкевич с соавторами (Минерализованные зоны..., 1967) приводят следующие схемы горизонтальной зональности.

0. Гранит.

Кварц, калишпат, плагиоклаз, биотит.

1. Кварц, калишпат, альбит, мусковит.

2. Кварц, мусковит.

3. Кварц, турмалин.

0. Порфириды (пропилитизированные).

Кварц, плагиоклаз, пироксен, амфибол, эпидот, хлорит, альбит, серицит, кальцит.

1. Кварц, эпидот, биотит, серицит, актинолит.

2. Кварц, хлорит, серицит, карбонат.

3. Кварц, серицит.

4. Кварц, турмалин.

По данным И. Н. Кига́й (1966), за счет песчаников и алевролитов формируются следующие схемы метасоматической зональности.

0. Неизмененные алевролиты и песчаники.

1. Кварц, серицит, хлорит, альбит, калишпат,

2. Кварц, серицит, хлорит.

3. Кварц, серицит.

4. Кварц, турмалин.

5. Турмалин.

Кварц-турмалиновая зона по отношению к кварц-мусковитовой (серицитовой) является дополнительной. Инертным компонентом здесь служит глинозем, а образование турмалина за счет серицита связано с высокой активностью бора.

**Вертикальная зональность.** По данным И. Н. Кига́й (1966), она практически выражается в постепенном ослаблении интенсивности процесса вверх и на глубину. В непосредственном контакте с рудными жилами оказываются устойчивыми сначала кварц-турмалиновый, затем кварц-серицитовый и, наконец, кварц-серицит-хлоритовый парагенезисы, т. е. в стороны от центральной части метасоматического тела происходит постепенное выклинивание внутренних (тыловых) зон метасоматической колонки (рис. 54). Мощности зон околорудных метасоматитов также убывают вверх и вниз от средних горизонтов месторождения. Аналогичная закономерность устанавливается и по простираанию рудоносных зон.

**Петрографические особенности.** Для метасоматически преобразованных терригенно-осадочных пород они выражаются в следующем. Преобразования во внешних зонах выражены нечетко, структурно-текстурные особенности пород полностью сохраняются. Под микроскопом устанавливается замещение глинистого цемента осадочных пород хлоритом (диабантитом) и серицитом. По мере усиления интенсивности преобразования отмечается все более полное замещение полевых шпатов серицитом. При этом плагиоклаз характеризуется меньшей устойчивостью по сравнению с калиевым полевым шпатом. Натрий практически полностью выносится из пород; содержание калия может несколько уменьшаться или возрастать в зависимости от соотношения алюминия и калия в исходных породах.

При полном замещении полевых шпатов образуются кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты. Структура исходных пород хорошо сохраняется — формы псевдоморфоз наследуют форму минералов исходных пород. По направлению к жиле начинается замещение хлорита серицитом, причем устанавливается постепенное увеличение количества серицита за счет хлорита.

Кварц-серицитовый метасоматит обычно еще сохраняет реликтовую структуру замещаемой породы. При этом серицит играет роль цемента, окружающего зерна кварца. В резко подчиненном количестве в этой зоне встречается турмалин, образующий отдельные призматические зерна или их мелкие скопления, а также невыдержанные прожилки. Хлорит в этой зоне присутствует только в виде реликтов.

Кварц-турмалиновый метасоматит целиком сложен кварцем и турмалином. Хотя кварц исходных пород в метасоматитах и перекристаллизован, в метасоматитах по песчаникам он более крупный (0,3—0,4 мм), чем в метасоматитах по алевролитам (0,04—0,06 мм). Структура пород определяется наличием округлых корродированных зерен кварца, сцементированных спутанноволнистым агрегатом турмалина.

Турмалиновые метасоматиты обычно образуют относительно маломощные зоны, редко превышающие первые десятки сантиметров. Они сложены почти нацело спутанноволнистым агрегатом мелких призмочек турмалина.

**Химизм процесса.** Вплоть до кварц-мусковитовой (серицитовой) зоны это четко выраженный процесс кислотного выщелачивания, не отличимый по направленности от грейзенизации или образования вторичных кварцитов. Устанавливается вынос оснований, привнос кремнезема, иногда глинозема. Эта тенденция выражена достаточно отчетливо и в химическом составе кварц-турмалиновой зоны, которая по сравнению с кварц-серицитовой отличается резким понижением содержания калия и возрастанием бора.

Направленность процесса в отношении большинства компонентов при формировании турмалиновой зоны имеет совершенно иной характер. Отмечается резкий вынос кремнезема, значительный привнос глинозема, железа, магния и бора (табл. 19). Если бы не значительный привнос бора, процесс с полным основанием мог бы быть отнесен к щелочной стадии, сопряженной с кислотным выщелачиванием. Следует признать, что как строение метасоматических колонок, так и химизм процесса делают весьма вероятным предположение о некотором отставании турмалина во времени и возможности его наложения на существенно кварцевую и кварц-серицитовую зоны.

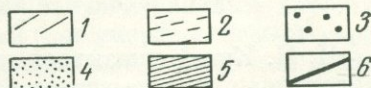
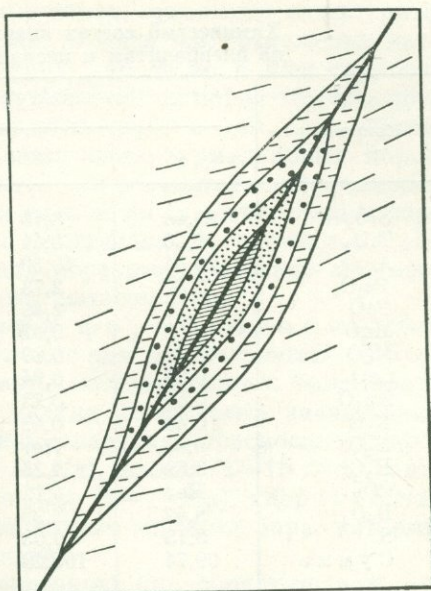


Рис. 54. Идеализированная схема зональности кварц-турмалин-хлоритовых метасоматитов в разрезе. По И. Н. Кигай (1966).

1 — алевролиты и песчанники; 2 — метасоматиты внешней зоны кварц-серицит-хлоритового состава; 3 — кварц-серицит-хлоритовый состав; 4 — кварц-турмалиновая зона; 5 — турмалиновая зона; 6 — жила

Химический состав кварц-турмалин-хлоритовых метасоматитов по алевролитам и песчаникам, вес. %. По И. Н. Кигаю (1966)

Компоненты	Расстояние от жилы, см					
	5	20	35	50	100	150—200
SiO <sub>2</sub>	33,46	78,10	77,50	73,04	73,54	76,36
TiO <sub>2</sub>	1,20	0,44	0,48	0,52	0,56	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,14	10,30	11,42	12,74	12,73	11,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,31	2,73	1,03	1,00	0,67	0,52
FeO	11,17	2,48	2,56	4,39	4,28	3,98
MnO	0,13	0,02	0,03	0,07	0,05	0,06
MgO	3,74	0,87	0,72	1,35	1,71	1,19
CaO	0,07	0,04	0,24	0,64	0,94	0,76
Na <sub>2</sub> O	0,56	0,33	0,13	0,12	0,18	0,09
K <sub>2</sub> O	0,41	0,48	2,56	2,65	2,49	2,40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	Нет	0,11	0,21	0,16	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,89	1,35	1,78	2,42	2,44	2,67
CO <sub>2</sub>	Нет	0,12	0,22	0,54	0,22	0,28
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,47	2,99	0,85	0,70	0,53	0,10
S	0,13	0,03	0,58	0,32	0,13	0,14
С у м м а	99,74	100,28	100,21	100,71	100,63	100,44

И. Н. Кигаю указывает, что большинство породообразующих компонентов околорудных метасоматитов заимствуется из вмещающих пород. Лишь в отношении бора следует допускать значительный привнос растворами.

**Металлогеническая специализация.** Для кварц-турмалин-хлоритовых метасоматитов она наиболее четко выражена в отношении олова (Приморье, Северо-Восток СССР). Д. В. Рундквист и И. Г. Павлова (1975) также отмечают развитие метасоматитов описываемой формации на золото-турмалиновых и золото-мышьяковых (Забайкалье), медно-турмалиновых (Чили) и некоторых других месторождениях. Повышенные концентрации бора, мышьяка, меди, висмута, свинца, цинка и серы являются характерной геохимической особенностью метасоматитов.

Все исследователи указывают на наложенный характер оруденения по отношению к метасоматитам. Вместе с тем, отмечая более позднее образование касситерита по сравнению с хлоритом, серицитом и турмалином околорудных пород, И. Н. Кигаю (1966) относит их к одной стадии процесса, подчеркивая тем самым сближенность околорудного метасоматоза и оруденения во времени. Отложение сульфидов связывается с более поздними стадиями.

Большинством геологов процесс формирования рудных зон в Мяо-Чанском районе подразделяется на четыре стадии: 1) кварц-турмалиновую; 2) кварц-касситеритовую; 3) кварц-сульфидно-карбонатную; 4) серицит-каолиновую. Околожилные изменения рассматриваются как результат околотрецинного метасоматоза, сопряженного с формированием жильного выполнения, хотя и несколько опережающего его во времени. В. Л. Барсуков (1974), соглашаясь с этой общепринятой стадийностью, подчеркивает, что она, скорее, отражает последовательность минералообразования при образовании жильного выполнения, чем стадийность в прямом понимании этого слова, подразумевающую перерывы в процессе отложения минеральных парагенезисов. Это особенно касается двух первых стадий.

Как показывает микроскопическое изучение пород, отложение касситерита начинается в конце кварц-турмалиновой стадии. В ряде жил отложение касситерита происходит несколько позже турмалина, но тесно с ним связано, и какие-либо пересечения и дробления кварц-турмалиновых пород отсутствуют. По мнению В. Л. Барсукова (1974), это свидетельствует о том, что случаи пересечения кварц-касситеритовыми прожилками кварц-турмалиновых пород и цементации их обломков следует рассматривать как результат внутриминерализационных подвижек и дробления во время единой по существу стадии формирования кварц-турмалиновых и несколько отстающих во времени кварц-касситеритовых пород. Отсюда очевидно, сколь неразрывно связаны касситеритовая минерализация и кварц-турмалиновые метасоматиты.

**Физико-химические условия формирования.** Для кварц-турмалиновых метасоматитов наиболее полно они рассмотрены В. Л. Барсуковым (1974). Вероятный диапазон образования метасоматитов и касситерита 300—400° С. Давление 350—400 кгс/см<sup>2</sup>, но иногда может быть значительно более высоким (до 1600 кгс/см<sup>2</sup>). Основными компонентами оловоносных гидротермальных растворов являются натрий (3—30 г/л), калий (1—15 г/л), кальций (до 3—6 г/л), магний (0,1—1 г/л), а также фтор (1—14 г/л), хлор (1—8 г/л) и бикарбонат-ион (8—14 г/л). Очевидно, также велико значение бора, который в газовой-жидких включениях не определялся.

Данные расчета рН растворов по соотношению бикарбонат-иона и недиссоциированной уголекислоты указывают на их близнеутральный характер. Более вероятно, по нашему мнению, слабокислый или умереннокислый характер растворов, о чем свидетельствует явно кислотная направленность метасоматических реакций.

#### *к. Пропилиты*

Термины «пропилиты» и «пропилитизация» очень широко используются в геологической литературе. Вместе с тем в отношении их содержания существуют различные представления; по-видимому, можно говорить о двух тенденциях в их трактовке. Во многих работах пропилитовыми изменениями называются метасоматические преобразования, с которыми связано возникновение альбита, эпидота, хлорита и (или) актинолита. Вместе с этими минералами могут присутствовать кварц, серицит, карбонат, адуляр, пирит, цеолиты, пренит и др. При подобном подходе учитывается лишь один из формационных признаков, а именно минеральный состав метасоматитов. Однако указанные минералы возникают в связи с самыми разнообразными формациями. Поэтому использование термина «пропилиты», или «пропилитизация», при наличии данных лишь в отношении минерального состава метасоматитов представляется неверным. Более правильно в таких случаях употреблять термин «зеленокаменные изменения», не имеющий формационного смысла, а учитывающий лишь особенности минерального состава измененных пород.

Вторая тенденция выражается в стремлении исследователей вложить в термин «пропилиты» формационный смысл. Так, Д. С. Коржинский (1953) подчеркивает, что под пропилитизацией следует понимать такое зеленокаменное изменение вулканогенных толщ, которое генетически связано с геологическим циклом их формирования. Вслед за извержением лав и туфов среднего и кислого состава всегда следует некоторая деформация или складчатость вулканогенной толщи, с внедрением в нее интрузивных тел, преимущественно в виде малых интрузий. Вслед за тем восходящие послемагматические растворы вызывают пропилитизацию вулканогенной толщи и самих малых интрузий.

В. Л. Русинов (1972) подчеркивает, что пропилитизация захватывает большие площади и проявляется в конце периода становления вмещающей вулканоплутонической формации непосредственно вслед за внедрением субвулканических интрузивов. Согласно М. М. Василевскому (1973), пропилитизация в ее типичном выражении представляет собой региональный гидротермальный метаморфический процесс зеленокаменного изменения преимущественно средних и основных пород вулканогенных формаций, связанный с до-рудной послемагматической гидротермальной деятельностью в конце геологического цикла образования вулканогенной формации (после внедрения после-складчатых интрузивов).

Пропилитизация не приурочена к отдельным интрузиям и не может рассматриваться как изменение внешнего контактового ореола. Она приурочена к полям проявления магматической деятельности, но не к отдельным конкретным массивам. Очень слабо выраженная температурная зональность в полях пропилитизации наводит на мысль, что прогретость пород до средних температур вызывалась самими восходящими растворами.

Таким образом, площадной характер развития, связь с магматизмом, преимущественная приуроченность к областям распространения вулканогенных пород основного и среднего состава являются специфическими формационными признаками пропилитов. Наблюдаемые взаимозаменения минералов указывают на тенденцию процесса к образованию во внутренних зонах кварц-эпидотовых пород. Имеется также ряд других характерных признаков пропилитов, которые рассмотрены ниже.

По некоторым вопросам нет единства в трактовке понятия «пропилит» и у исследователей, стремящихся вложить в него формационный генетический смысл.

Н. И. Наковник (1954) трактует это понятие очень широко, считая, что березиты и листвениты представляют собой продвинутую фацию формации пропилитов. При таком подходе, как справедливо замечают Д. В. Рундквист и И. Г. Павлова (1974), метасоматиты формации вторичных кварцитов, развивающиеся в средних и основных по составу породах, а также аргиллизиты и турмалин-хлоритовые метасоматиты следовало бы рассматривать как своеобразные внутренние фации единой формации пропилитов. Нетрудно заметить, что любые средне- и низкотемпературные преобразования пород среднего — основного состава неизбежно попадут по Н. И. Наковнику в формацию пропилитов. Показателями неправомочности подобной трактовки служат многочисленные факты проявления березитов, лиственитов и других низко-среднетемпературных формаций независимо от пропилитов.

Вместе с тем метасоматиты других формаций, в частности кварц-серицитовые и березиты, нередко накладываются на предварительно пропилитизированные породы, что отмечалось ранее (Жариков, Омеляненко, 1965). Наглядным примером подобных соотношений может служить Рудный Алтай, где на пропилитизированные породы площадного распространения накладываются более поздние и более локально проявляющиеся рудоносные гидротермально-метасоматические процессы.

Рассматривая взаимоотношения пропилитизации и оруденения, М. М. Василевский (1973) на многочисленных примерах показывает, что эндогенные рудные месторождения широко развиты в районах распространения пропилитов. Однако их формирование происходит после полного завершения пропилитизации и сопряженных с нею процессов. Оруденение со своими околорудными метасоматитами накладывается на минеральные ассоциации, связанные с пропилитовым процессом.

Все вышесказанное явно противоречит представлениям Н. И. Наковника. Приходится, однако, признать, что во многих случаях действительно существуют объективные трудности в решении вопроса правомочности отнесения зеленокаменно измененных пород к пропилитам, ибо в конкретных условиях далеко не всегда удается выявить необходимую совокупность формационных признаков.

На данном этапе изученности описываемой формации можно определить пропилитизацию как процесс площадного зеленокаменного изменения пород в вулканогенных толщах послемагматическими растворами, предшествующий процессам интенсивного кислотного выщелачивания и рудоотложения (Русинов, 1972). Однако данная формулировка несомненно не охватывает многих специфических особенностей пропилитов.

Геологические условия пропилитизации. Пропилитовое изменение пород характерно практически для всех вулканогенных формаций геосинклинальных областей и наложенных посторогенных вулканических поясов, т. е. имеет место в конце почти каждого тектоно-магматического этапа развития подвижной области (Василевский, 1973). Выделяются молодые (мезо-кайнозойские) пропилиты и древние (палеозойские), приуроченные к зонам каледонской и герцинской фаз складчатости. Пропилитизация протекает в широком диапазоне глубин.

Выделяются приповерхностная (до 200—300 м), субвулканическая (до 1 км) и гипабиссальная (более 1 км) пропилитизация (Жариков, Омеляненко, 1965). Кроме указанных трех фаций глубинности М. М. Василевский (1973) выделяет еще поверхностную и абиссальную фации. Приведенные им данные позволяют предполагать, что в абиссальную фацию пропилитов оказались включенными метаморфические породы амфиболитовой ступени метаморфизма, а в поверхностную — продукты фумарольно-сульфатарной аргиллизации.

В. Л. Русинов дает следующую группировку пропилитовых проявлений в зависимости от геотектонической обстановки: 1) рифтовые долины в Мировом океане, 2) начальный этап развития геосинклинали (риолито-базальтовая формация), 3) средний и поздний этап развития геосинклинали (гипабиссальные гранитоидные интрузии), 4) замыкание геосинклинали и наложенные вулканические пояса (андезито-диоритовая и липарито-гранитная формации), 5) активизация платформы (малые интрузии основного состава и дайковые комплексы). Таким образом, пропилиты образуются на различных стадиях развития земной коры и во время активизации платформ.

Вместе с тем, по мнению М. М. Василевского (1973), пропилитизация на каждом тектоно-магматическом этапе проявляется по-разному. Устанавливается направленное развитие пропилитизации, выражающееся в закономерной смене во времени более высокотемпературных и регионально проявленных парагенезисов более низкотемпературными и проявленными более локально. В то же время в общем случае в более древних геосинклиналях, однотипных с молодыми, вулканогенные формации подвергаются пропилитизации более высокой температурной ступени, характерной по парагенезисам для более глубоких условий.

Наиболее известны пропилиты посторогенного этапа геосинклинального развития. Несмотря на разнообразие геологической обстановки и минеральных ассоциаций, для них характерны общие особенности: субаэральные условия образования, тесная связь с субвулканическими интрузивами кварцевых диорит- и мондонит-порфиритов, в пределах андезито-диоритовых, реже липарито-гранитных вулканоплутонических формаций. Вмещающие вулканические

толщи характеризуются андезитовым составом лав и субвулканических интрузий с несколько повышенной щелочностью.

Приуроченность пропилитизации к заключительным этапам формирования вулканических и вулканоплутонических формаций установлена в различных районах развития пропилитов.

Для платформенных областей пропилиты не характерны. Однако они могут возникать в процессе активизации древних платформ (Становой хребет). Здесь раннемезозойский процесс активизации сопровождался внедрением трещинных интрузий гранодиоритов, изменением андезитов, внедрением интрузий габбро-диоритов, монзонитов и разнообразных даек. Поля пропилитов приурочены, с одной стороны, к районам развития эффузивных пород, с другой — к поясу даек и располагаются на пересечении этих структурных элементов.

Пропилитизация может происходить как в субэаральных, так и в подводных условиях.

В зонах региональных тектонических нарушений интенсивность пропилитизации заметно возрастает. При этом важно подчеркнуть, что если парагенезисы внешних зон имеют региональное развитие, то парагенезисы внутренних зон проявлены очень локально вдоль трещин и зон дробления.

Соотношение пропилитизации с зеленокаменным метаморфизмом и метасоматитами других формаций. Пропилитизацию следует отличать от сходных метаморфических преобразований, обозначаемых нередко одним общим термином «зеленокаменные изменения». В отличие от пропилитизации зеленокаменный метаморфизм представляет собой обычный метаморфический процесс (фации зеленых сланцев) без ярко выраженных метасоматических явлений, зональности и не связанный с оруденением (Жариков, Омеляненко, 1965). Наиболее полно данный вопрос рассмотрен в работе В. П. Логинова и В. Л. Русинова (1974). Как справедливо подчеркивают эти исследователи, благодаря значительному сходству продуктов регионального метаморфизма фации зеленых сланцев и продуктов пропилитизации в литературе можно встретить многочисленные примеры, когда первый тип зеленокаменного изменения принимается за второй и наоборот. Всесторонне проанализировав имеющиеся данные, они пришли к выводу о наличии следующих критериев различия указанных образований.

1. Поля пропилитизации имеют, как правило, ограниченную площадь развития и приурочены обычно к местам скопления ранних дизъюнктивов и субвулканических интрузивов. Площади пропилитовых полей колеблются от первых до 200 км<sup>2</sup>. Продукты зеленокаменного регионального метаморфизма характеризуются значительно более обширным непрерывным распространением на площадях, измеряющихся тысячами квадратных километров. Они либо участвуют в виде более низкотемпературных зон в составе сравнительно мощных метаморфических поясов, либо образуют среди вулканитов и граувакк самостоятельные обширные и протяженные ореолы относительно низкотемпературного метаморфизма.

2. Разнообразие минеральных ассоциаций в пропилитах не выходит за пределы трех температурных субфаций: хлорит-кальцитовой, хлорит-эпидотовой и хлорит-эпидот-актинолитовой. Пропилиты часто представлены одной из этих субфаций и в таких случаях температурная зональность в них не наблюдается. Зеленокаменные изменения регионального метаморфизма характеризуются закономерно чередующимися в пространстве зонами минеральных ассоциаций, соответствующих более широкому диапазонам температур и давлений.

3. Отсутствие в пропилитах таких барофильных минералов, как пумшел-

лит, лавсонит и глаукофан, показывает, что высокое давление в них не достигалось.

4. Для метаморфических пород характерно синхронное с их минерализацией рассланцевание. В пропилитах, если и проявляется региональная сланцеватость, обнаруживаются признаки ее более позднего развития по отношению к гидротермальным минералам.

5. В отличие от зеленокаменного метаморфизма, для пропилитизации характерны явления адуляризации, сопровождающиеся привнесом калия.

6. В процессе пропилитизации с течением времени нарастает кислотность растворов, на что указывает повышение роли гидрослюд, кварца и пирита в более поздних парагенезисах пропилитов.

7. Пропилитизация в геосинклиналиях часто проявляется неоднократно в зависимости от вулканических циклов, каждый из которых может завершаться процессами пропилитизации.

8. Пропилитизация во всех случаях предшествует связанному с ней или с более поздними гидротермально-метасоматическими процессами оруденению. Региональный метаморфизм даже ранней стадии обычно налагается на рудные месторождения.

9. Важной особенностью пропилитов, в отличие от метаморфических пород, являются признаки метасоматического преобразования, особенно ярко проявляющиеся вдоль наиболее проницаемых зон и позволяющие по особенностям взаимозаменений минералов выявить направленность метасоматического процесса и выразить ее в метасоматической колонке.

Однако в конкретных условиях каждый из указанных признаков может проявляться с различной степенью контрастности, поэтому только их совокупность может служить убедительным основанием для отнесения зеленокаменно измененных пород к пропилитам.

Соотношение пропилитов с другими метасоматическими формациями. При решении этого вопроса нередко возникают значительные трудности. Особый интерес представляют метасоматические формации, свойственные вулканогенным и субвулканитическим комплексам. Как известно, районы развития вулканогенных пород липаритового состава характеризуются широким распространением вторичных кварцитов и фумарольно-сульфатарных аргиллизитов. Вулканогенным породам среднего и основного состава свойственна пропилитизация. Однако в ряде районов вулканогенные породы разнообразного состава «переплетены» в пространстве. При этом типичные для вторичных кварцитов минеральные ассоциации формируются преимущественно в породах кислого состава. В то же время в породах среднего и основного состава развиваются минеральные ассоциации, характерные для пропилитов. При этом соотношение метасоматитов в пространстве нередко однозначно свидетельствует об их одновременном формировании под воздействием одних и тех же растворов.

Формирование в породах повышенной основности ассоциаций с хлоритом, эпидотом и актинолитом несомненно связано с нейтрализующим воздействием таких пород на растворы, производящие кислотное выщелачивание. Тем не менее в локальных участках наиболее интенсивного преобразования и в породах среднего — основного состава возникают минеральные ассоциации, свойственные вторичным кварцитам.

Поэтому несмотря на близость минерального состава метасоматитов с пропилитами их правильнее рассматривать как фации (аподиабазовую, апоандезитовую и др.) вторичных кварцитов. Однако в подавляющем большинстве публикаций

от среднего уровня в области кварцитов  
или кварцитов по основным породам

исследователи в первую очередь учитывают минеральный состав метасоматитов. Продукты вторичного окварцевания пород липарит-дацитового состава выделяются как вторичные кварциты, а среднего — основного состава — как пропилиты. Это противоречит основам формационно-генетического подхода к анализу метасоматических явлений. Отождествление пропилитов без особых оговорок с внешней фацией вторичных кварцитов, как это делает Н. И. Наковник, приводит к неопределенности в разграничении этих образований. То же можно сказать и о соотношении пропилитов и фумарольно-сульфатарных аргиллизитов.

Рассмотрение соотношения процессов пропилитизации и вторичного окварцевания во времени показывает, что в целом вторичные кварциты формируются позже пропилитов. Они более четко тяготеют к контактам субвулканических интрузий, где температурные градиенты наиболее значительны. При пропилитизации падение температуры происходило очень медленно и поэтому кислотная стадия не проявлялась столь резко, как при вторичном окварцевании (Коржинский, 1953). По мнению Д. С. Коржинского, можно предполагать, что вызывающие пропилитизацию растворы выделяются не гранитными, как при образовании вторичных кварцитов, а более основными магмами типа гранодиоритовых. Очевидно, сходные по минеральному составу породы могут возникать под воздействием различных петрогенетических процессов, в связи с чем минеральный состав не несет исчерпывающей информации о формационной принадлежности метасоматитов.

Метасоматическая зональность. В пропилитах она, как правило, проявлена нечетливо. Характерно присутствие большого количества реликтовых минералов, которые сохранились благодаря малой скорости реакций замещения. Поэтому границы между зонами довольно расплывчаты. Горизонтальная зональность в пропилитизированных гранодиоритах, формирующихся в зонах умеренных глубин, характеризуется следующей колонкой (Жариков, 1959): гранодиорит → кварц, ортоклаз, эпидот, хлорит, пирит, кальцит → кварц, ортоклаз, эпидот, хлорит, пирит → кварц, эпидот, хлорит → кварц, эпидот → кварц.

Разнообразные примеры строения метасоматических колонок приведены В. Л. Русиновым (1972). Из них установлена тенденция к образованию актинолит-эпидот-альбитовых, хлорит-эпидот-альбитовых или, наконец, хлорит-кальцит-альбитовых пород, отражающих соответственно понижающиеся по температурности ступени (субфации) пропилитизации.

Вертикальная зональность проявляется в первую очередь в тенденции смены снизу вверх более высокотемпературных минеральных ассоциаций более низкотемпературными. Эта тенденция, однако, может нарушаться или резко затухиваться из-за различных причин. Например, в растворах, богатых ионами серы, по мере приближения к поверхности может происходить ее окисление, что вызывает резкое возрастание кислотности растворов. В результате у поверхности (100—300 м) могут формироваться породы типа алунитовых и серноалунитовых кварцитов. Понижение температуры снизу вверх отражается на увеличении роли адуляра в более верхних горизонтах, что находится в полном соответствии с экспериментальными данными по реакции альбит — адуляр в зависимости от температуры (Балицкий, Комова, 1971).

Металлогеническая специализация пропилитов. Изучение пропилитизации, как подчеркивал Д. С. Коржинский (1953), имеет большое значение, так как она свидетельствует о наличии в данном районе мощного воздействия восходящих послемагматических растворов. Вместе

с тем собственно пропилитизация и сопряженные с нею процессы, как правило, не рудоносны. В непосредственной связи с пропилитизацией известны лишь серноколчеданные месторождения, среди которых М. М. Василевский (1973) выделяет синвулканические (эксгальционно-осадочные) и послеинтрузивные. Такие месторождения, тесно генетически связанные с пропилитизацией, М. М. Василевский предлагает называть синпропилитовыми (или синметасоматическими) в отличие от эпипропилитовых месторождений, которые наложены на пропилиты и сопровождаются собственными околорудными изменениями. Последние могут быть значительно оторваны от пропилитов во времени и даже разделяться внедрением даек и интрузивных тел. Поэтому вопрос о характере связи между пропилитизацией и эпипропилитовыми месторождениями не может быть решен однозначно. Тем не менее широкое распространение в районах развития пропилитов более поздних рудоносных метасоматических формаций сомнений не вызывает. Очевидно, широкое развитие пропилитизации может рассматриваться как признак потенциальной рудоносности участков их развития, что позволяет использовать пропилитизацию в первую очередь при мелкомасштабном прогнозировании.

**Физико-химические условия.** Для пропилитизации они сравнительно мало изучены. Интересны различные аспекты этой проблемы. Припилитизация протекает в широком интервале глубин (200 м—2 км). Характерная особенность приповерхностной пропилитизации состоит в устойчивости первичного плагиоклаза при полном изменении цветных минералов, что указывает на понижение активности натрия в приповерхностных условиях. И только в зонах наиболее интенсивного изменения происходит замещение плагиоклаза в приповерхностной фации цеолитами, а в субвулканической — адуляром или адуляром с серицитом (при отсутствии альбита). Как показывают химизм процесса и характер минеральных преобразований, пропилитизация происходит под воздействием растворов повышенной кислотности. Однако четкое кислотное выщелачивание отмечается лишь в связи с процессами, сопряженными с пропилитизацией в относительно локальных участках. Кислотная направленность пропилитизации во многих случаях далеко не очевидна.

Пропилитизация происходит в широком диапазоне температур — от 500° С (высокотемпературная субфация) до 200° С (низкотемпературная субфация). Эти цифры, однако, сугубо ориентировочны.

### **3. Формации низкотемпературных околорудных метасоматитов**

Выше было отмечено, что предлагаемая систематика метасоматических пород отражает естественную последовательность их образования во времени. Этого, однако, нельзя сказать о низкотемпературных метасоматических формациях. Как правило, рудоносные провинции характеризуются проявлением какой-либо одной из этих формаций. В какой-то мере можно предполагать наиболее позднее образование гидротермальных аргиллизитов. Что же касается соотношения березитов, гумбеитов и низкотемпературных натриевых метасоматитов (эйситов), то их вряд ли следует рассматривать как последовательные образования единого послемагматического процесса. Можно лишь утверждать, что низкотемпературные метасоматиты формируются в наиболее поздний этап послемагматической деятельности. В то же время, какой из формационных типов низкотемпературных метасоматитов получит распространение в той или иной рудоносной провинции, зависит от специфики магматизма, а возможно, и других ее особенностей. Поэтому принятая в классификации

последовательность низкотемпературных метасоматитов в известной мере условна.

Низкотемпературные околорудные метасоматиты имеют исключительно важное металлогеническое значение. Они сопровождают многие месторождения золота, полиметаллов, урана, молибдена, олова, мышьяка, сурьмы, ртути.

Вопросы систематики метасоматитов были рассмотрены автором в ряде работ (Омельяненко, 1966, 1968, 1970, 1972). При этом за основу систематики было предложено взять те особенности метасоматитов, которые определяются свойствами растворов. В наибольшей мере от физико-химических особенностей исходных растворов зависят парагенезисы внутренних зон. Установлено, что при метасоматическом преобразовании алюмосиликатных пород глинозем ведет себя наиболее инертно по сравнению с другими петрогенными компонентами. В силу этого во внутренней зоне всегда устойчив какой-либо один из глиноземосодержащих минералов. Обычно это — серицит, каолинит (или другие глинистые минералы), альбит или ортоклаз. Поля устойчивости этих минералов определяются температурой, рН, активностью калия и натрия. Следовательно, какой из этих минералов устойчив во внутренней зоне зависит от важнейших физико-химических параметров растворов. По этому признаку предложено выделить четыре формационных типа низкотемпературных околорудных метасоматитов: а) гидротермальных аргиллизитов, б) березитов, в) низкотемпературных калиевых метасоматитов (гумбеитов), г) низкотемпературных натриевых метасоматитов (эйситов).

Каждый из выделенных типов оказывается удивительно выдержанным в пределах крупных рудоносных провинций. Например, аргиллизация характерна для огромной по размерам рудоносной провинции центральных — западных штатов США; березитизация свойственна районам Урала и Средней Азии; гумбеиты распространены в пределах рудоносной провинции Алдана; эйситы проявлены на многих десятках урановых месторождений и рудопроявлений обширной провинции Биверлодж в Канаде. К сожалению, автор не имеет возможности дать здесь характеристику формационных особенностей всех выделенных типов. Достаточно полные сведения о формациях аргиллитов и березитов можно найти в монографиях Г. Т. Волостных (1972) и В. Н. Сазонова (1975). В то же время необходимо хотя бы кратко охарактеризовать еще недостаточно освещенные в литературе формации гумбеитов и эйситов, а также сопоставить условия формирования низкотемпературных метасоматитов.

#### *а Калиевые метасоматиты (гумбеиты)*

Метасоматиты данной формации были впервые описаны Д. С. Коржинским (1953). В гранитоидах повышенной кислотности вблизи шеелитоносных кварцевых жил бассейна р. Гумбейки на Южном Урале им установлены ореолы калишпатизации мощностью не более нескольких десятков сантиметров. Судя по петрографическому описанию, намечается следующая зональность. Кварцевый сиенит (кварц, андезин, ортоклаз, биотит, роговая обманка, магнетит) → кварц, альбит, серицит, ортоклаз, флогопит, пирит → кварц, ортоклаз, флогопит, анкерит, пирит → кварц, ортоклаз, анкерит, пирит. Метасоматиты данного типа названы Д. С. Коржинским гумбеитами. Он параллелизует гумбеиты с березитами, считая, что устойчивость ортоклаза вместо серицита объясняется более высокой активностью калия и повышенной температурой. При удалении от массивов кварцевые жилы также встречаются, однако для них характерна уже не шеелитовая, а сульфидная минерализация, а околорудные изменения представлены березитизацией.

Накопленный к настоящему времени опыт изучения околорудных березитов не отвечает изложенным представлениям в том отношении, что сонахождение березитов и гумбеитов не характерно: ни в одном случае не отмечено, чтобы березиты сменялись гумбеитами на глубину или при пересечении ими пород повышенной щелочности. Гумбеиты вообще весьма ограниченно распространены, а в районах развития березитов они, как правило, отсутствуют.

Возможно, в изученном Д. С. Коржинским районе бассейна р. Гумбейки проявились две самостоятельные разновозрастные рудно-метасоматические формации, как это имеет место в ряде других районов.

От гумбеитов, описанных Д. С. Коржинским, существенно отличаются ураноносные гумбеиты других районов. Одна из характерных особенностей их — приуроченность к региональным разломам в докембрийском фундаменте. Они сформировались в период мезозойской тектоно-магматической активизации докембрийского щита. Магматическая деятельность в этот период проявилась в формировании многофазного субвулканического комплекса субщелочных и щелочных пород, что позволяет предполагать парагенетическую связь гумбеитов с породами данного комплекса. Для метасоматитов характерна четко проявленная тенденция к образованию существенно ортоклазовых пород, с примесью карбоната, кварца и пирита.

Замещение кварца ортоклазом фиксируется отчетливо, что однозначно свидетельствует о щелочном характере метасоматоза. Приуроченность гумбеитов к разломам фундамента позволила В. А. Руднику с соавторами (1970) отнести гумбеиты к группе формаций зон региональных разломов. Однако для других формаций этой группы характерен докембрийский возраст. Их приуроченность к региональным разломам служит проявлением естественной направленности петрогенетических явлений в протерозое, выразившейся в том, что процессы регионального ультраметаморфизма сменялись более локально проявляющимися (исключительно вдоль глубинных разломов) процессами высоко- и среднетемпературного метасоматоза. Таким образом, приуроченность указанной группы формаций докембрийского возраста к региональным разломам отражает естественные соотношения различных петрогенетических процессов того времени.

Формирование ураноносных калиевых метасоматитов происходило в период мезозойской тектоно-магматической активизации. Очевидно, геологическая сущность явлений этого времени принципиально отличалась от докембрийских. Иные и причины приуроченности низкотемпературных калиевых метасоматитов к региональным разломам. Они связаны, в первую очередь, с унаследованностью раствороподводящими структурными элементами мезозоя тектонических элементов протерозойского возраста. Поэтому отнесение ураноносных калиевых метасоматитов к группе формаций зон региональных разломов в большей степени подчеркивает чисто пространственную, чем петрогенетическую, связь метасоматитов с разломами.

Представляется правомочным относить ураноносные низкотемпературные калиевые метасоматиты к группе низкотемпературных метасоматических формаций, объединяя их с гумбеитами Д. С. Коржинского. Отличительные особенности этих образований можно связывать с различием геологических обстановок формирования. Имеется, однако, у этих районов одна общая черта: в обоих случаях отмечается широкое развитие магматических образований субщелочного состава. Возможно, в парагенетической связи рудоносных растворов с магматизмом повышенной щелочности заключена причина высокой активности калия в послемагматических растворах.

Метасоматическая колонка гумбеитов по кварцевым амфиболитам

Метасоматические зоны	Устойчивые парагенезисы минералов	Реакции замещения
Неизменные породы	Плагиоклаз, амфибол, кварц, магнетит	Плагиоклаз → альбит, серицит, амфибол → доломит ± флогопит, магнетит → пирит
Внешняя	Альбит, серицит, доломит (± флогопит), кварц, пирит	
Промежуточная	Ортоклаз, альбит, серицит, доломит, пирит	Кварц → ортоклаз Флогопит → доломит, пирит
Внутренняя	Ортоклаз, доломит, пирит	Альбит, серицит → ортоклаз

Ураноносные гумбеизированные породы образуют сильно уплотненные тела мощностью от единиц до первых десятков метров, повторяя все изгибы древних разломов по падению и простиранию. По внешним признакам устанавливается достаточно четкий переход от внешних зон к внутренним по степени сохранности структурно-текстурных признаков, перекристаллизации кварца, изменению окраски пород. Даже при визуальных наблюдениях в строении метасоматических ореолов намечаются три зоны: 1) внешняя, в которой сохраняются текстура и остатки минералов исходных пород, а новообразованные минералы выполняют различно ориентированные прожилки, 2) промежуточная, в которой появляется характерная желто-бурая окраска и сохраняется небольшая часть реликтовых минералов, и 3) внутренняя, сложенная плотными мелкозернистыми темно-серыми породами, собственно ортоклазовыми метасоматитами. Мощность внутренней зоны изменяется от долей до 5 м. Метасоматическая зональность представлена колонкой в табл. 20.

Обращает на себя внимание непосредственное замещение цветных минералов доломитом (иногда совместно с флогопитом) и пиритом при отсутствии хлорита, что не характерно для всех других низкотемпературных формаций.

Эволюция урановородного процесса выглядит следующим образом: гумбеизация — образование кварц-пиритовых (или доломит-пиритовых) прожилков с частичным окварцеванием (или доломитизацией) и пиритизацией характеризует дополнительную предрудную стадию — отложение браннерита — образование пострудных кварц-карбонат-флюоритовых жил и прожилков.

Замещение кварца ортоклазом однозначно свидетельствует о щелочном характере растворов. Последующее частичное окварцевание гумбеитов, вероятно, связано с падением температуры в пространстве и во времени, вызывающей понижение растворимости кремнезема. Химизм гумбеизации в основном сводится к привносу калия, углекислоты, серы и выносу натрия и кремнезема. Магний и кальций, несомненно, выносятся при формировании конечных продуктов гумбеизации, однако в промежуточных и внешних зонах происходит главным образом их перераспределение.

Геохимическая специализация гумбеитов отражает повышенную щелочность растворов при относительно высоком значении калий-натриевого отношения, высокую активность карбонат-иона и сульфидной серы, подвижность титана. Для гумбеитов характерны повышенные концентрации золота, серебра, мышьяка, ванадия и галлия.

## 6. Натриевые метасоматиты (эйситы)

В отечественной литературе метасоматиты этого типа впервые описаны под названием низкотемпературных кварц-альбитовых изменений (Лисицина, Омеляненко, Раудонис, 1963). Дальнейшее изучение показало, что метасоматиты кварц-альбитового состава возникают лишь в породах, богатых кварцем, и являются одной из фаций описываемой формации. По породам основного и среднего состава развиваются альбит-карбонатные и альбит-хлоритовые, а по известнякам — ураноносные апатитовые метасоматиты (Омеляненко, Лисицина, Наумов, 1974).

Сходный тип изменений отмечается на месторождениях района оз. Биверлодж (район Голдфилдс провинции Саскачеван) в Канаде.

Для метасоматитов данной формации характерны следующие особенности.

1. Эйситы формируются либо на поздних стадиях развития складчатых областей (СССР), либо в процессе тектоно-магматической активизации древних платформ (Канада), после полного завершения магматической деятельности. Они четко контролируются зонами глубинных разломов. Связь с магматизмом проявлена неотчетливо, можно лишь предполагать наличие парагенетической связи эйситов с гранитоидным магматизмом.

2. Особенностью эйситизации является четко выраженная тенденция к образованию существенно альбитовых пород с примесью кварца, карбоната, хлорита. Характерны следующие типы колонок.

I. Гранит (кварц, олигоклаз, микроклин, биотит, магнетит) → кварц, альбит, серицит, микроклин, хлорит, кальцит, гематит → кварц, альбит, хлорит, кальцит, гематит → кварц, альбит, кальцит, гематит → кварц, альбит, гематит (или альбит, кальцит, гематит).

II. Гранит → кварц, альбит, серицит, микроклин, хлорит, кальцит, гематит → кварц, альбит, хлорит, кальцит, гематит → кварц, альбит, хлорит, гематит → кварц, альбит, гематит.

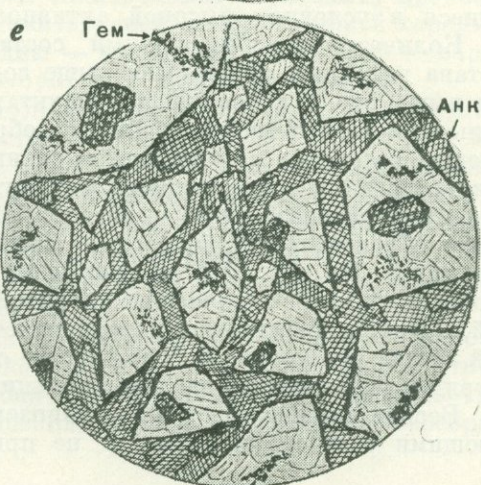
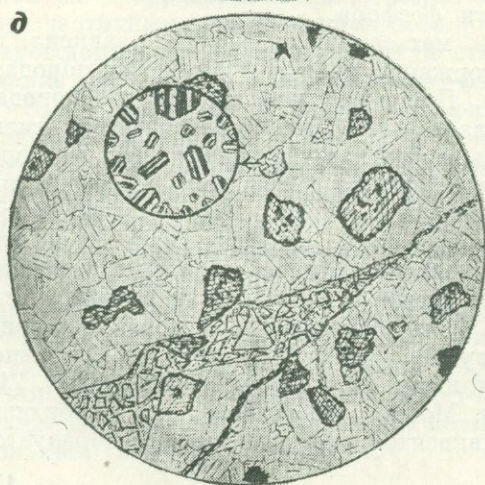
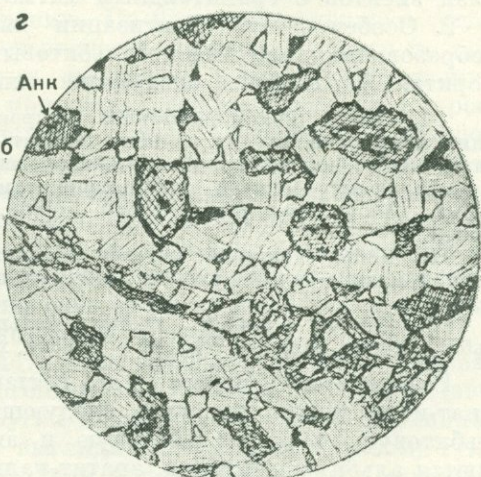
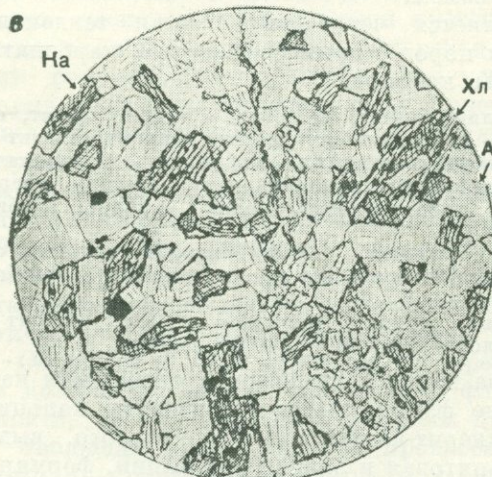
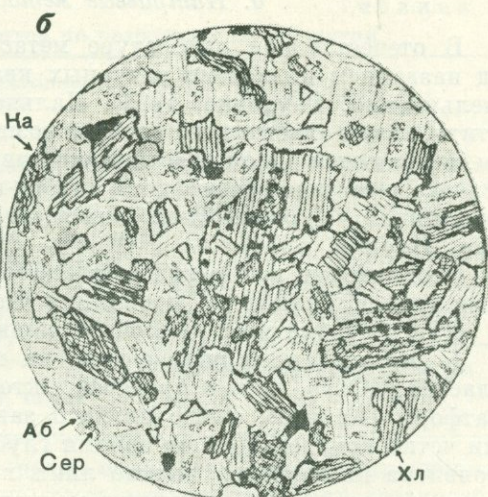
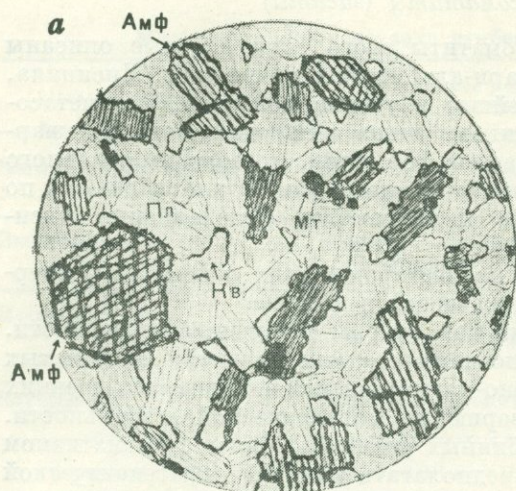
III. Диорит (андезин, роговая обманка, магнетит) → альбит, хлорит, кальцит, серицит, гематит → альбит, хлорит, кальцит, гематит → альбит, анкерит, гематит → альбит, гематит.

IV. Диорит → альбит, хлорит, кальцит, серицит, гематит → альбит, гематит — альбит, хлорит, кальцит, гематит → альбит, хлорит, гематит → альбит, гематит.

В зависимости от исходного состава пород и химической активности карбонат-иона можно выделить следующие фации: кварц-альбитовую, кальцит-альбитовую, хлорит-альбитовую и анкерит-альбитовую; кроме того, выделяются альбит-apatитовая, апатит-кальцитовая и апатитовая фации, формирующиеся в условиях высокой активности фосфора.

Количественно-минеральный состав метасоматитов сильно зависит от состава исходных пород. Чем выше содержание кварца в исходных породах, тем выше оно и в конечных продуктах. При отсутствии в исходных породах глинозема альбит может вообще не образоваться. Так, воздействие эйситизирующих растворов на кремнистые сланцы и кварциты вызывает лишь их перекристаллизацию и покраснение (гематитизацию); на известняки — либо частичную мраморизацию, либо — апатитизацию. Недостаток в породах кремнезема может обусловить устойчивость в эйситизированных породах гидрослюда или каолинита. На рис. 55 и 56 приведены зарисовки типичных шлифов из эйситизированных кварцсодержащих диоритов и гранитов с краткой их характеристикой. Химизм эйситизации подчеркивает существенно гидрокарбонатно-натриевый состав растворов. В большинстве случаев намечаются отчетливый привнос натрия и углекислоты, частично кальция, вынос калия и кремнезема (табл. 21).

Весьма сложно ведет себя глинозем. Можно утверждать, что альбитизирующими растворами глинозем не привносится, так как альбит образуется



ЖС

3

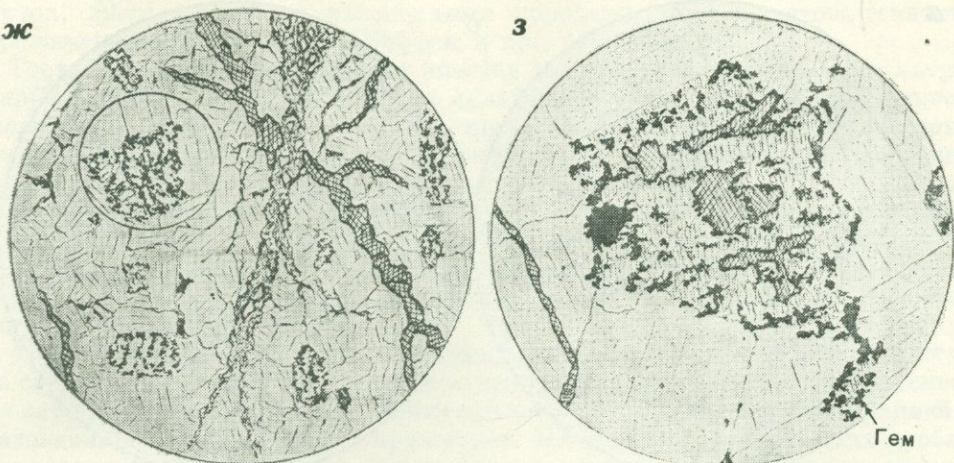


Рис. 55. Зарисовки шлифов, характеризующих метасоматически преобразованные кварцевые диориты:

*a* — неизменный кварцевый диорит; *б—ж* — метасоматиты из внешней (*б* — с чешуйками серицита в альбите, *в* — без чешуек серицита), промежуточной (*г* — с устойчивым кварцем, *д* — кварц частично замещен альбитом; в маленьком кружке показаны особенности замещения кварца альбитом), внутренней альбит-анкеритовой с наложенной анкеритовой ассоциацией (*е*), внутренней альбит-гематитовой (*ж*) зон; *з* — деталь, характеризующая особенности замещения анкерита альбитом и гематитом. Зарисовки шлифов, ув. 24; детали рисунков *д* и *з*, ув. 160.

Пл — плагиоклаз, Амф — амфибол, Кв — кварц, Мт — магнетит, Сер — серицит, Ка — кальцит, Хл — хлорит, Аб — альбит, Анк — анкерит, Гем — гематит

Таблица 21

Изменение химического состава красноцветных кварцевых песчаников в процессе эйситизации, вес. %

Компоненты	Неизмененный песчаник, ан. 1	Эйситизированные кварцевые песчаники				
		ан. 2	ан. 3	ан. 4	ан. 5	ан. 6
SiO <sub>2</sub>	77,08	73,62	76,02	74,22	57,00	42,30
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,20	0,14	0,20	0,20	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,10	11,35	11,65	11,59	17,89	13,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,95	0,74	Нет	0,52	1,50	8,84
FeO	0,29	0,24	0,58	0,13	0,21	0,30
MnO	0,01	0,31	0,01	0,01	0,04	Нет
MgO	0,04	0,08	0,21	0,05	0,31	»
CaO	0,43	3,42	2,46	2,40	5,01	12,30
Na <sub>2</sub> O	4,60	4,50	5,09	6,31	8,37	6,05
K <sub>2</sub> O	2,40	2,09	1,59	1,51	1,39	0,57
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Нет	Нет	Нет	0,51	1,92	0,53
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,20	0,99	1,43	0,56	0,61	1,38
CO <sub>2</sub>	Нет	0,25	Нет	Нет	Нет	0,33
S <sub>общ</sub>	»	Нет	0,02	»	»	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	1,95	0,94	1,36	3,31	6,67
ZrO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,50	6,30
<b>Сумма</b>	<b>100,36</b>	<b>99,44</b>	<b>100,14</b>	<b>99,37</b>	<b>100,26</b>	<b>99,31</b>

Анализы выполнены в ЦХЛ АН СССР аналитиком Э. Ф. Калашниковой.

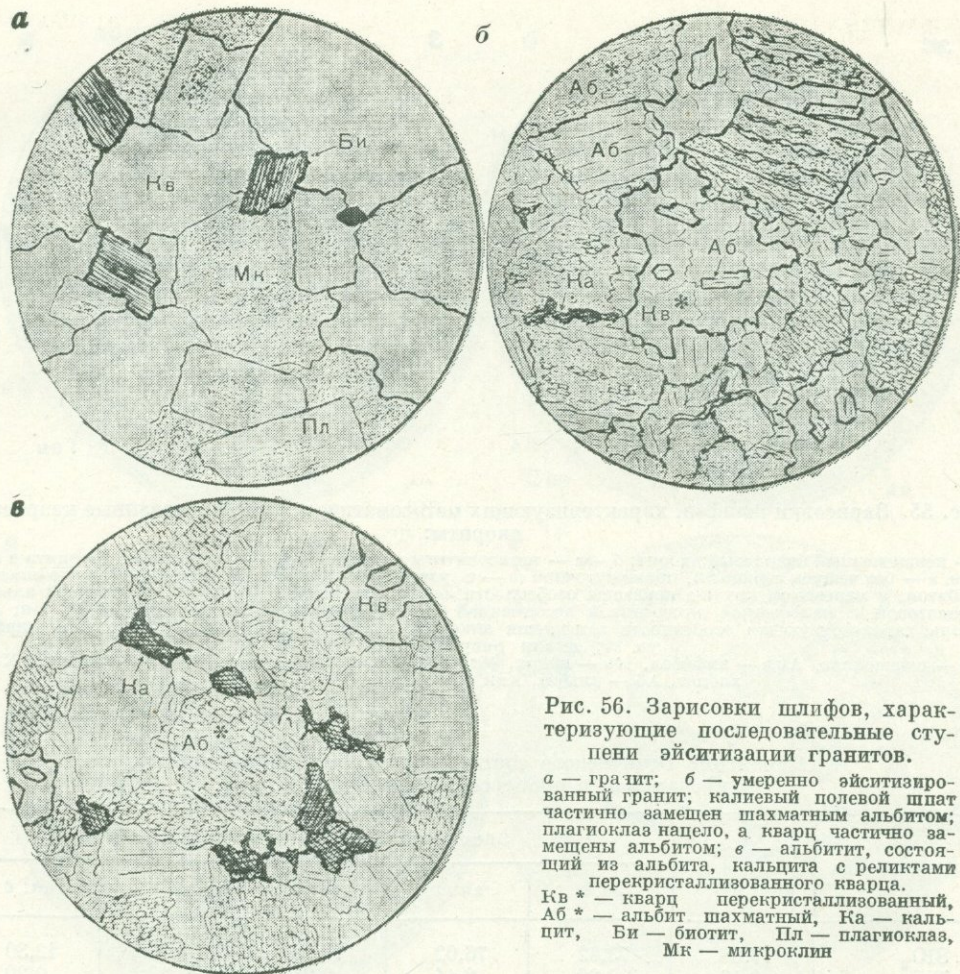


Рис. 56. Зарисовки шлифов, характеризующие последовательные ступени эйситизации гранитов.

а — гранит; б — умеренно эйситизированный гранит; калиевый полевой шпат частично замещен шахматным альбитом; плагиоклаз нацело, а кварц частично замещены альбитом; в — альбитит, состоящий из альбита, кальцита с реликтами перекристаллизованного кварца.

Нв\* — кварц перекристаллизованный, Аб\* — альбит шахматный, Ка — кальцит, Би — биотит, Пл — плагиоклаз, Мк — микроклин

лишь в глиноземсодержащих породах. Вместе с тем метасоматиты часто существенно отличаются по содержанию глинозема от пород, по которым они образовались. Так, при метасоматическом преобразовании переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников отмечается уменьшение содержания глинозема в аргиллитах и увеличение его в песчаниках. Можно поэтому говорить о местном перераспределении глинозема. В конечном итоге процесс перераспределения находится в полном соответствии с тенденцией к образованию существенно альбитовых пород. Несомненно эйситизация является ярко выраженным процессом щелочного метасоматоза, что однозначно доказывается реакцией замещения кварца и серицита альбитом.

3. Одна из характернейших особенностей — образование в процессе эйситизации пылевидных гематитовых частиц, которые обуславливают красные тона окраски эйситизированных пород. В связи с этим у канадских геологов процесс окolorудного изменения получил название красное окрашивание (red coloration), а сами измененные породы были названы красными аплитами

(Dawson, 1956), красными измененными породами, полевошпатово-гематитовыми измененными породами (Баффем и др., 1964).

Геохимическая специализация эйситов проявляется в активности натрия и карбонат-иона, низкой активности сульфидной серы, высокой подвижности щелочей, титана, фосфора, циркония, кремния. В большинстве случаев четко выражена тенденция к резкому возрастанию натрий-калийевого отношения в эйситизированных породах по сравнению с исходными.

Очень характерна для эйситов их четко выраженная металлогеническая специализация на уран. В ряде случаев с эйситами связаны промышленные концентрации фосфора. На отдельных объектах отмечаются повышенные концентрации молибдена и циркония, которые, однако, не имеют самостоятельного промышленного значения.

4. Эволюция урановорудного процесса в общем виде может быть представлена следующим рядом: эйситизация → апатитизация (проявлена не повсеместно) → карбонатизация → рудоотложение с рудосопровождающей хлоритизацией → образование пострудных жил и прожилков. На одних месторождениях дробление метасоматитов, предшествующее рудной стадии, способствовало отложению этих минералов в виде цемента брекчий; на других устанавливается непрерывный переход предрудной стадии в рудную без проявления межстадийных тектонических подвижек. При этом апатит-аршиновитовая минерализация с гематитом в виде очень неравномерно распределенной метасоматической вкрапленности и прожилковидных выделений накладывается на внутренние и промежуточные зоны метасоматитов предрудной стадии. Основная масса гематита, обуславливающая бурые и кирпично-красные тона, связана с началом рудной стадии. В отдельных случаях породы настолько интенсивно пропитываются гематитом, что в шлифах становятся непрозрачными. В отличие от предрудной гематитизации здесь отчетливо фиксируется привнос железа. Во времени эти процессы сменяются анкеритизацией. Анкерит образует прожилки и метасоматическую вкрапленность. В участках интенсивной анкеритизации невозможно установить относительное значение анкерита предрудной и рудной стадий. Рудная стадия завершается отложением микропрожилков и вкрапленности пирита, настурана, молибденита, коффинита. Образование этих минералов повсеместно сопровождается вкрапленностью и микропрожилками так называемого рудного хлорита. С учетом взаимоотношений минералов к рудосопровождающему метасоматозу уверенно можно относить хлоритизацию пород.

Пострудная стадия выражается в образовании относительно редких жил и прожилков кварца, кальцита, барита, хлорита, флюорита, пирита и к заметным метасоматическим преобразованиям не приводит.

Большой интерес представляет вопрос о кислотно-щелочной эволюции гидротермальных растворов. В большинстве случаев начальные стадии гидротермального процесса характеризуются повышенной кислотностью растворов, что и является основой предложенной Д. С. Коржинским (1957<sup>1</sup>) гипотезы об «опережающей волне кислотных компонентов». Именно в стадию повышенной кислотности растворов происходит формирование таких широко распространенных типов околорудных метасоматитов, как грейзены, пропилиты, аргиллизиты, березиты и др. В этом отношении низкотемпературные натриевые метасоматиты не могут рассматриваться как результат проявления воздействия опережающей волны кислотных компонентов. Напротив, неоднократно установленные случаи замещения гранитов, кремнекислых вулканогенных пород и песчаников альбититами в большей мере позволяют говорить о повышенной щелочности растворов. Проявление окварцевания на поздних стадиях

процесса дает больше оснований говорить о «опережающей волне щелочных компонентов». Однако, если учесть, что окварцевание проявляется лишь в участках развития кремнекислых пород, наиболее вероятно объяснение его переотложением выщелоченного кварца по мере понижения температуры во времени и в пространстве. Независимо от интерпретации установленной последовательности метасоматических реакций очевидно, что режим кислотности в описанном гидротермальном процессе не является стандартным и не может быть объяснен с помощью представления о «кислотно-фильтрационном эффекте».

4. Минеральные преобразования при эйситизации характеризуются положительным объемным эффектом, приводя к закупорке трещин и пор. В связи с этим размеры ореолов эйситизации практически определяются размерами растворопроводящих каналов.

Все наиболее значительные промышленные месторождения формируются в пределах крупных тектонических нарушений. Мощности зон интенсивного дробления и трещиноватости пород достигают в них десятков и сотен метров. И мощности зон эйситизации на промышленных месторождениях соответствуют этим же значениям.

В отличие от месторождений в березитах и аргиллизитах рудные жилы для эйситов совершенно не характерны. Резко преобладает рассеянное вкрапленное и микропрожилково-вкрапленное оруденение с неконтрастными рудами. Соответственно промышленные месторождения в эйситизированных породах не могут контролироваться четкими изолированными трещинами или относительно узкими линейными зонами, как это возможно для месторождений, сопровождающихся гидротермальной аргиллизацией и березитизацией.

С точки зрения поискового значения эйситизированных пород определяющими являются масштабы и интенсивность проявления эйситизации, а в пределах ореолов эйситизации — участки развития поздних ассоциаций (кварца, карбоната, хлорита). Покраснение пород при эйситизации, высокое значение натрия-калиевого отношения, а также непременно повышенные концентрации урана в эйситизированных породах по сравнению с исходными являются теми факторами, которые существенно облегчают картирование эйситизированных пород.

#### *в. Условия формирования низкотемпературных метасоматитов*

Получение количественных данных о составе растворов, производящих метасоматическое преобразование пород, в настоящее время представляется трудноразрешимой задачей. Отсутствие надежных методов определения состава мельчайших газово-жидких включений в метасоматических минералах не позволяет получить достаточную информацию по этому вопросу. Можно уверенно утверждать, что даже на месторождениях, относящихся к одной формации, растворы несколько отличались по составу. На это, в частности, указывают различия в качественном составе метасоматитов при сходных вещественных составах замещаемых пород. Однако (поскольку в настоящей работе речь будет идти об особенностях формаций в целом) целесообразно оценить физико-химические условия формирования низкотемпературных метасоматитов с самых общих позиций, не затрагивая частности. Что касается формирования березитов, то этот вопрос рассмотрен автором ранее (Омельяненко, 1966, 1968; Омельяненко, Алехин, 1966).

В процессе метасоматического преобразования алюмосиликатных пород глинозем ведет себя наиболее инертно по сравнению с другими петрогенными

компонентами. В силу этого во внутренней зоне всегда более устойчив какой-либо из глиноземсодержащих минералов. Обычно это серицит, каолинит (или другие глинистые минералы), альбит или ортоклаз. Для каждой метасоматической формации характерен определенный глиноземсодержащий минерал, устойчивый во внутренней зоне; для березитов — серицит, для аргиллизитов — каолинит, для гумбеитов — ортоклаз, для эйситов и среднетемпературных натриевых метасоматитов — альбит. Таким образом, факторы, определяющие поля устойчивости этих минералов, являются важными характеристиками условий образования формаций.

Поля устойчивости указанных минералов определяются температурой, рН и активностью калия и натрия (рис. 57). Уточненная диаграмма равновесий в системе  $KCl-HCl-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  представлена на рис. 58 (Иванов и др., 1974).

О важной роли таких параметров, как температура и кислотность растворов, говорить не приходится, не менее важное значение имеют концентрации калия и натрия. Как справедливо отмечает Д. С. Коржинский, эти компоненты отличаются значительной подвижностью и их концентрация в растворах в основном зависит от глубинных источников раствора, а не от состава вмещающих пород. «Геологическая самостоятельность этого фактора видна также из того, что послемагматическое кислотное выщелачивание пород, обусловленное повышением концентрации и активности подвижных кислотных компонентов, может протекать не только при низкой, но в некоторых случаях и при повышенной щелочно-метальности растворов» (Коржинский, 1970, с. 16).

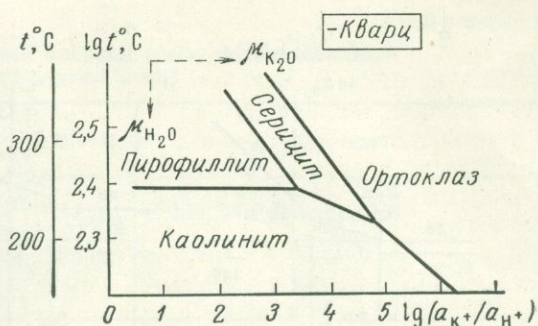


Рис. 57. Расчетная диаграмма равновесий в низкотемпературной части системы  $K_2O-Al_2O_3-H_2O$  с избытком  $SiO_2$ , построенная с учетом экспериментальных данных Хемли. По И. П. Иванову, И. В. Фонареву (1970)

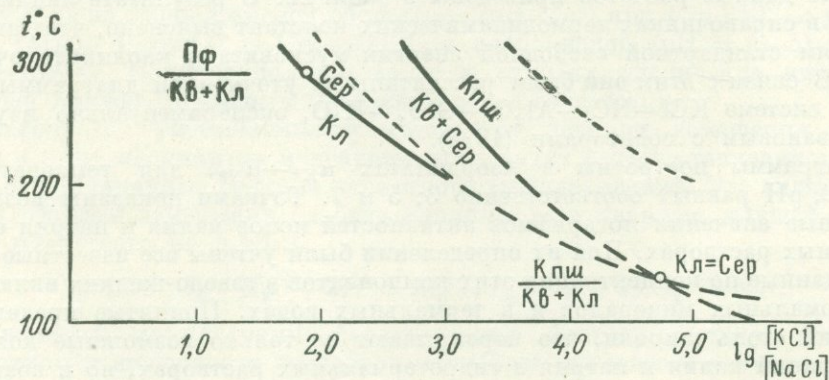


Рис. 58. Диаграмма равновесий в низкотемпературной области системы  $KCl-HCl-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  в зависимости от температуры и концентрации  $KCl$  в водном растворе при  $P_{общ} = 1000 \text{ кгс/см}^2$ . По И. П. Иванову и др. (1974)

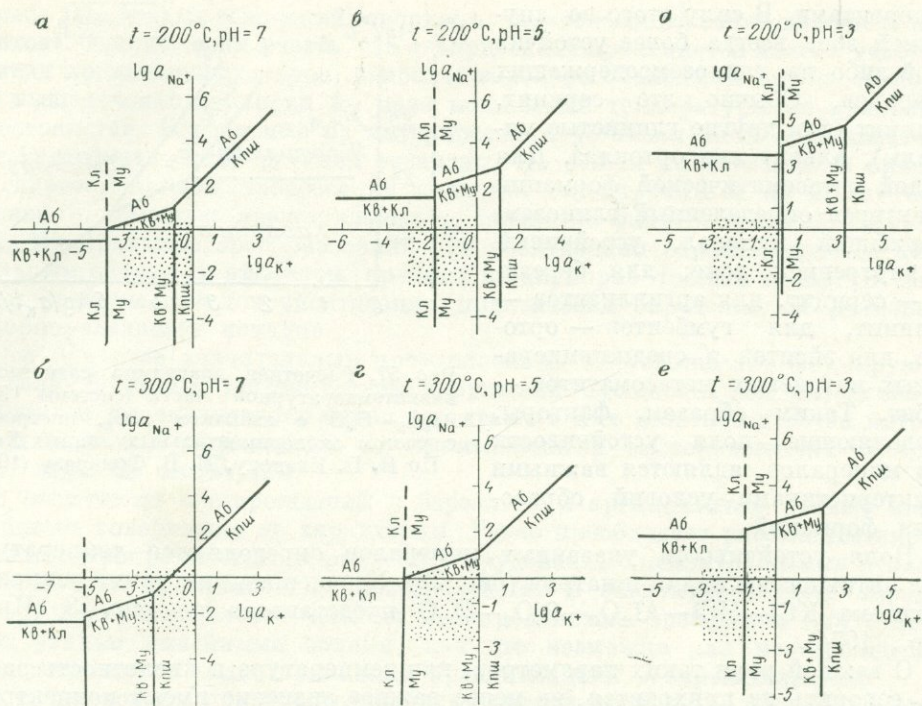


Рис. 59. Поля устойчивости каолинита, серицита, альбита и калиевого полевого шпата в зависимости от активности калия и натрия и температуры. Точками показаны интервалы предельных значений концентрации калия и натрия в растворах, установленные по данным изучения газовой-жидких включений в гидротермальных минералах и термальных водах.

Кл — каолинит, Му — мусковит, Аб — альбит, Кв — кварц, Кпш — калиевый полевой шпат

С целью проанализировать относительное влияние различных параметров автором совместно с О. В. Андреевой проведены термодинамические расчеты, результаты которых представлены на соответствующих диаграммах (рис. 59). Исходные данные расчетов приведены в табл. 22. В результате анализа имеющихся в справочниках термодинамических констант выяснено, что данные по значениям стандартной свободной энергии мусковита и каолинита очень неточны. В связи с этим они были рассчитаны из уточненной диаграммы равновесий в системе  $\text{KCl}-\text{HCl}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ , экспериментально изученной И. П. Ивановым с соавторами (1974).

Диаграммы построены в координатах  $\mu_{K^+}-\mu_{Na^+}$  для температур 200 и 300°С, рН равных соответственно 3; 5 и 7. Точками показаны возможные предельные значения логарифмов активностей ионов калия и натрия в гидротермальных растворах. При их определении были учтены все известные в литературе данные по концентрации этих компонентов в газовой-жидких включениях гидротермальных минералов и в термальных водах. Принятые пределы концентраций столь широки, что перекрывают не только возможные колебания концентраций калия и натрия в гидротермальных растворах, но и возможные влияния коэффициента активности. Анализ диаграмм позволяет сделать следующие выводы.

Формированию аргиллизитов благоприятствуют пониженные значения температуры, рН и активности калия в растворах. При температуре 200°С

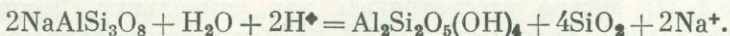
Значения стандартной сводной энергии ( $\Delta G$ ), использованные в расчетах (ккал/моль)

Минерал, ион	25° С	100° С	200° С	300° С	Источник
Кварц	204,646	201,398	197,009	192,656	Robie, Waldbaum, 1968
Ортоклаз	892,263	879,227	861,399	843,644	
Альбит (высокий)	882,686	869,418	851,696	834,027	
Мусковит (серицит)	1340,0	1316,5	1285,3	1253,8	Иванов и др., 1974
Каолинит	908,0	888,0	861,417	834,615	
$\Delta G_{H_2O}^t$	54,635	53,810	52,672	51,480	Robie, Waldbaum, 1968
$\Delta G_{H_2O}^p$ 500 бар	0	0,22	2,76	5,09	Pistorius, Sharp, 1960; Маракушев, 1968
K <sup>+</sup>	67,56	69,31	71,55	73,79	Наумов и др., 1971
Na <sup>+</sup>	62,67	64,04	65,88	67,11	
H <sup>+</sup>	0	0	0	0	

Примечание. Значения  $\Delta G^t$ , мусковита и каолинита сняты с экспериментальных кривых и экстраполированы в низкотемпературную область.

аргиллизация возможна при значениях pH ниже пяти, а вероятнее всего, даже при ниже четырех. В близонейтральной области аргиллизация возможна лишь при температуре около 100° С и то при крайне низких значениях концентрации калия в растворах. Этот вывод вытекает из анализа диаграмм И. П. Иванова (Иванов и др., 1974). Таким образом, можно утверждать, что аргиллизация пород возможна лишь в кислой обстановке (pH < 3) при  $t = 250^\circ\text{C}$ ; умеренно кислой (pH = 4) при  $t = 150\text{--}200^\circ\text{C}$  и слабокислой (pH = 4—5) при  $t = 100\text{--}150^\circ\text{C}$ . Естественно, что во всех случаях увеличение кислотности растворов должно повышать интенсивность аргиллизации.

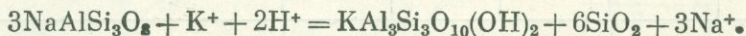
Множественно упоминаемые в литературе реакции замещения полевых шпатов и слюд каолинитом и кварцем происходят с подщелачиванием растворов, т. е. это типичные реакции кислотного выщелачивания. Это видно, например, из реакции замещения альбита каолинитом и кварцем, идущей с увеличением пористости на 5,4%:



Как видно из диаграмм, березитизации благоприятствует повышение температуры и щелочности растворов. Наиболее реальными значениями параметров при образовании березитов является область температур порядка 250—330° С при слабокислых значениях pH (3,5—5,5).

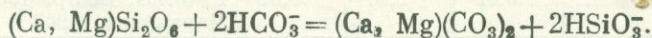
Важно тем не менее подчеркнуть, что березитизация является типичным процессом кислотного выщелачивания. Так как в литературе часто

встречаются обратные утверждения, рассмотрим этот вопрос более подробно. В-первых, часто наблюдаемый привнос калия при березитизации пород, бедных этим компонентом, отнюдь не служит показателем щелочного характера реакции. Так, происходящая с увеличением пористости реакция замещения альбита серицитом и кварцем имеет следующий вид:



Как видно, на каждый атом привнесенного калия выносятся три атома натрия, а повышенная кислотность раствора благоприятствует прохождению реакции слева направо. В породах, содержащих существенное количество калиевого полевого шпата, березитизация происходит не с привносом, а с выносом калия. В этом легко убедиться, сопоставляя анализы неизмененных и березитизированных гранитов, липаритов и т. д., кроме того, это очевидно из реакции замещения калиевого полевого шпата серицитом и кварцем.

При березитизации пород повышенной основности устанавливается отчетливый вынос кремнезема, что, казалось бы, противоречит точке зрения о кислотном характере процесса. Вынос кремнезема виден, например, из следующей реакции:



В данном случае мы имеем типичное вытеснение кремниевой кислоты угольной, причем первая по кислотным свойствам более слабая, следовательно, вышеприведенная реакция является выражением кислотного выщелачивания.

Характерно, что в случае интенсивного проявления березитизации начинается (во внутренних зонах) замещение карбонатов кварцем. В этом случае мы имеем вынос не только углекислоты, но и оснований, что опять-таки свидетельствует о кислотном характере процесса. Именно с этим при березитизации пород основного и среднего состава связан вынос кремнекислоты из промежуточных зон и привнос во внутренние; углекислота при этом ведет себя прямо противоположно. Как очевидно из вышесказанного, опираясь на привнос или вынос какого-либо одного компонента, нельзя судить о кислотно-щелочных особенностях процесса.

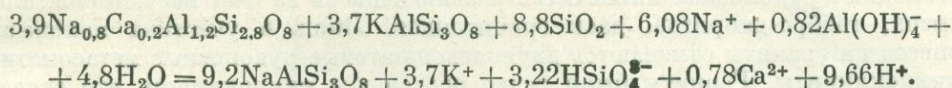
Можно грубо оценить рН березитизирующих растворов из экспериментальной диаграммы И. П. Иванова (Иванов и др., 1974). Для этого достаточно задаться реальными пределами концентраций калия в растворах. Представление об этих величинах можно получить из данных изучения состава газожидких включений в гидротермальных минералах (Königsberger, Müller, 1906; Newhouse, 1932; Вульчин, 1953; Roedder, 1960; Roedder e. a., 1963; Лисицин, Малинко, 1961; Попов, 1963; Hall, Friedman, 1963; Реддер, 1970; Сущевская, 1971, и др.). По их данным, содержания калия в среднем варьируют в пределах 1—20 г/л, реже встречаются более высокие концентрации. Что же касается содержаний в десятые доли процента, то они сравнительно редки, а концентрации менее 0,1 г/л можно рассматривать как уникальные. Таким образом, предел концентраций калия от  $1 \cdot 10^{-2}$  до 1 м/л представляется наиболее вероятным.

По диаграмме И. П. Иванова (см. рис. 58) рН березитизирующих растворов должно при температуре 300° С находиться в пределах от 2 до 4,8 (среднее 3,5); для 250° С соответственно от 2,4 до 5,4 (среднее 4). Следует отметить, что принятые нами значения концентраций калия вполне соответствуют тем данным, которые получены для месторождений, сопровождающихся березитизацией,

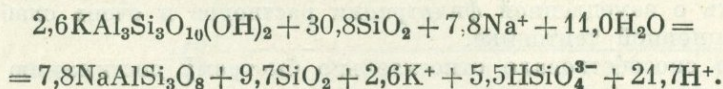
в частности для Березовского месторождения. Следовательно, наиболее вероятна для березитизации умеренно кислая обстановка.

Как убедительно показывает анализ диаграмм, формирование низкотемпературных натриевых метасоматитов — эйситов в кислой и умеренно кислой области нереально. Учитывая, что рН нейтральных растворов при 250° С составляет 5,6, можно утверждать: эйситы должны формироваться только в щелочной области при рН > 7.

В слабощелочной обстановке формирование эйситов возможно лишь при максимально допустимых концентрациях натрия (более 1 м/л). Вывод о щелочном характере растворов можно наглядно проиллюстрировать соответствующими реакциями. Предположим, что гранитоидная порода, состоящая из 40% олигоклаза № 20, 40% ортоклаза и 20% кварца, замещается альбитом с сохранением равенства объемов. Многочисленные примеры реакций подобного типа можно наблюдать при эйситизации песчаников. Тогда соответствующая реакция выразится следующим образом:



Реакция замещения кварц-серицитового сланца, состоящего из 70% кварца и 30% серицита, будет иметь следующий вид:



Очевидно, при равнообъемном замещении пород альбитом происходит подкисление растворов, а следовательно, завершенности реакций благоприятствует высокая щелочность растворов. Наиболее вероятны значения рН 8—10.

Переходя к рассмотрению формации гумбеитов, следует особо остановиться на соотношении ионов натрия и калия в растворах, так как реакция альбит ↔ калиевый полевой шпат в первую очередь зависит от соотношения активностей этих компонентов в растворе.

Согласно имеющимся данным замещение калиевого полевого шпата альбитом может происходить лишь при существенном преобладании натрия над калием. Так, согласно расчетам О. В. Андреевой и автора, замещение калиевого полевого шпата альбитом будет происходить лишь в том случае, если активная концентрация ионов натрия будет превышать таковую для калия при температуре 200° С в 60 раз, а при 300° С в 12 раз. В. А. Барсуков с соавторами (Условия образования..., 1972) также пришли к выводу, что для осуществления реакции отношение  $a_{\text{Na}^+}/a_{\text{K}^+}$  в растворах должно быть выше 20. По расчетам И. П. Щербань (1975) эти отношения при 100, 200 и 300° С равны соответственно 126; 28 и 10. Согласно экспериментам В. С. Балицкого и В. В. Комовой (1971) при температурах 300, 400 и 500° С эти отношения соответственно равны 8; 6 и 3.

Справедливость данной закономерности вытекает, в частности, из следующего: несмотря на резкое преобладание  $\text{Na}^+$  над  $\text{K}^+$  в водах Паужетских источников (Камчатка) и Вайракей (Новая Зеландия), эти воды производят адуляризацию (но не альбитизацию) пород. В первом случае отношение весовых количеств натрия и калия составляет 25, а во втором 13 (Набоко, 1963).

Из вышесказанного вытекает два важных следствия:

а) при наложении эйситизирующих растворов на породы, богатые калиевым полевым шпатом, альбитизация может происходить лишь в условиях интенсивной циркуляции растворов и при очень резком преобладании в растворах натрия над калием, значительно превышающем равновесие. В противном случае взаимодействие с породами неизбежно приведет к уменьшению отношения  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  и прекращению реакций альбитизации калиевого полевого шпата; думается, что распространение на отдельных месторождениях альбит-микроклиновых метасоматитов в участках наложения процесса на богатые калишпатовые граниты может быть объяснено этим обстоятельством;

б) при понижении температуры растворов неизбежно должна возникать тенденция к прекращению реакций замещения калиевого полевого шпата альбитом и даже к смене их на противоположные.

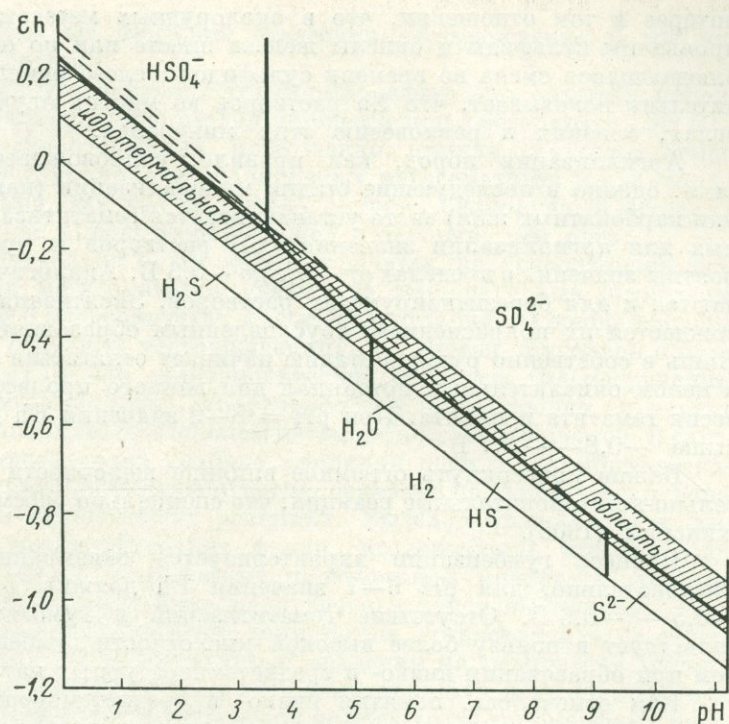
Именно этим, по нашему мнению, объясняется образование рудоносных микроклинитов на одном из изученных месторождений. В пользу данной точки зрения свидетельствуют следующие факты. В пределах месторождения резко преобладают рудоносные альбититы, развивающиеся за счет песчаников, алевролитов, габбро-диоритов, даек гранитоидов. Лишь в участках наложения процесса на граниты отмечаются двуполевошпатовые рудоносные метасоматиты и микроклиниты. Граниты были резко обогащены микроклином, что связано не только с обогащенностью калием исходной магмы, но и с наложением микроклинизации в раннюю послемагматическую стадию. Особенности развития метасоматитов и руд, нечеткое проявление стадийности процесса дают основание говорить о замедленной фильтрации растворов и очень слабой внутриминерализационной тектонике.

Все это способствовало относительно быстрому достижению равновесия эйситизирующих растворов с микроклином, а при понижении температуры — смене эйситизации микроклинизацией. С рассматриваемых позиций становятся понятными наблюдаемые замещения микроклина альбитом, а также реакции микроклинизации альбита. Таким образом, возможность образования микроклина в результате низкотемпературного натриевого метасоматоза (естественно только в специфических условиях) является одним из парадоксов метасоматизма, многочисленные примеры которого убедительно описаны Г. Л. Поспеловым (1973).

Автор не считает возможным останавливаться на характеристике условий образования среднетемпературных натриевых метасоматитов, они детально рассмотрены И. П. Ивановым (1961, 1962 и др.), И. В. Александровым (1963) и другими исследователями. Отметим лишь, что если исходить только из расчетов и диаграмм, то в отличие от эйситов они могут образоваться и при заметно более низких значениях  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  и даже, возможно, при несколько более низких значениях рН растворов. Однако, учитывая огромные масштабы процесса выщелачивания кварца, перенос растворами глинозема с образованием очень мощных зон альбититов по кремнекислым породам, приходится допускать и здесь высокую щелочность растворов.

Рассмотрение расчетных диаграмм (см. рис. 59) показывает, что в условиях реальных значений активной концентрации калия в растворах ( $1-1 \cdot 10^{-2}$  м/л) гумбеизация должна происходить при значениях рН  $\geq 5,6$ , т. е. в слабощелочной и щелочной области. Реакции взаимозамещений минералов, в частности замещение кварца ортоклазом, однозначно свидетельствуют о щелочном характере процесса. Если сравнить расчетные данные с экспериментальными, то результаты И. П. Иванова с соавторами (1974) свидетельствуют о возможности гумбеизации и в слабокислой среде (см. рис. 58). Так, при активности калия

Рис. 60. Расположение полей преобладания серосодержащих компонентов в воде при 250° С. Заптрихована область возможных предельных значений Eh для большинства гидротермальных растворов при 250° С; пунктир — изолинии равновесия гематит — пирит: верхняя для суммы активности растворенной серы, равной 0,005 м/л, нижняя — 0,2 м/л



$1 \cdot 10^{-1}$  гумбеизация при 300° С будет происходить уже при  $\text{pH} > 4$ . Характерно, что по экспериментальным данным Хемли (Hemley, 1959) гумбеизация при той же концентрации калия и температуре должна происходить при  $\text{pH} > 5$ .

Таким образом, данные Хемли в значительно большей степени согласуются с термодинамическими расчетами, чем результаты И. П. Иванова и др. (1974). Как показывает изучение гумбеитов, ни подкисление растворов за счет их взаимодействия с вмещающими породами, ни падение температуры во времени не приводят к смене реакций ортоклазизации мусковитизацией. Следовательно, приходится допускать, что щелочность гумбеизирующих растворов существенно превышала значения, близкие к равновесию калиевого полевого шпата и мусковита. Поэтому значение  $\text{pH}$  растворов выше 6 при достаточно высоких концентрациях в них калия ( $1 \cdot 10^{-1}$ —1 м/л) представляются для процесса гумбеизации наиболее вероятными.

В настоящий момент можно наметить лишь весьма приближенные и широкие пределы возможных значений Eh, которые характеризуют гидротермальных растворов, проведенные автором (Омельяненко, 1968), для 250° С позволили вывести следующее уравнение:  $\text{Eh}_{250^\circ} = 0,151 \pm 0,057 - 0,104 \text{ pH}$ .

При выводе данного уравнения сделано допущение, что сумма активности растворенной серы варьирует в пределах 0,005—0,2 м/л. Эти пределы значений получены в результате анализа литературы по составу газовой-жидких включений в гидротермальных минералах. Результаты расчетов показаны на диаграмме (рис. 60).

С точки зрения оценки возможных значений Eh при образовании низкотемпературных метасоматических формаций данная диаграмма представляет

интерес в том отношении, что в околорудных метасоматитах, как правило, проявлены сульфиды и окислы железа вместе или по отдельности. Часто наблюдающаяся смена во времени сульфидов железа окислами и наоборот убедительно показывает, что Eh растворов во многих случаях находился в пределах, близких к равновесию этих минералов.

Аргиллизация пород, как правило, сопровождается образованием пирита, однако в последующие стадии минерализации (например, при образовании карбонатных жил) часто устанавливается гематитизация пород. При реальных для аргиллизации значениях pH растворов и температур наиболее вероятны значения в пределах от  $-0,2$  до  $-0,3$  В. Аналогичные значения Eh получаются и для березитизирующих растворов. Эйситизация пород всегда сопровождается их покраснением, обусловленным образованием гематитовой пыли. Лишь в собственно рудную стадию начинает отлагаться пирит. Следовательно, в целом окислительный потенциал для данного процесса выше линии равновесия гематита и пирита. При  $\text{pH} = 8-9$  значения Eh должны располагаться выше  $-0,8$  —  $-0,7$  В.

Важно подчеркнуть огромное влияние щелочности растворов на окислительно-восстановительные реакции, что специально рассматривалось Д. С. Коржинским (1965).

Процесс гумбеизации характеризуется связыванием железа в пирит. Следовательно, для  $\text{pH} 6-7$  значения Eh должны находиться в пределах  $-0,5$  —  $-0,6$  В. Отсутствие гематитизации в гумбеитах, очевидно, свидетельствует в пользу более высокой кислотности гумбеизирующих растворов, чем при образовании низко- и среднетемпературных натриевых метасоматитов.

Как отмечалось, понятия низко- и среднетемпературные по отношению к околорудным метасоматитам и самим рудам часто не совпадают. В результате геологи-рудники нередко относят месторождение к среднетемпературному, а специалисты в области метасоматических процессов говорят о низкотемпературных околорудных метасоматитах того же месторождения. Автор неоднократно сталкивался с упреками в свой адрес и настоятельными пожеланиями привести эти понятия в соответствие. Данный вопрос в литературе не рассматривался, поэтому мы вынуждены остановиться на нем достаточно подробно.

Согласно схеме, предложенной Линдгреном и принятой большинством геологов-рудников, гидротермальные месторождения подразделяются на низкотемпературные (меньше  $200^{\circ}\text{C}$ ), среднетемпературные ( $200-300^{\circ}\text{C}$ ) и высокотемпературные ( $300-500^{\circ}\text{C}$ ).

Несмотря на условный характер указанных пределов температур, данная группировка прочно вошла в отечественную и зарубежную литературу. В момент создания и долгое время спустя она не опиралась на точные замеры температур образования минералов и отнесение месторождений к той или иной группе основывалось на недостаточно строгих критериях. В настоящее время уже накоплено довольно много данных по определению температур гомогенизации газовой-жидких включений, которые позволяют более точно относить месторождения к той или иной группе. Вместе с тем эти данные показывают, что формирование каждого месторождения происходит в достаточно широком диапазоне температур. В связи с этим появились комбинированные термины, такие, как низко-среднетемпературные или средне-высокотемпературные месторождения.

Долгое время считалось, что околорудные метасоматиты формируются одновременно с рудоотложением. Поэтому характер околорудного изменения

рассматривался как важный критерий отнесения месторождения к той или иной температурной группе.

В настоящее время установлено, что формирование околорудных метасоматитов происходит в предрудную стадию процесса при температурах, на 50—60° С превышающих рудоотложение. Естественно, приняв указанные температурные пределы для группировки околорудных метасоматитов и руд, мы бы не добились соответствия, так как во многих случаях околорудный метасоматит оказался бы в более высокотемпературной категории, чем руда.

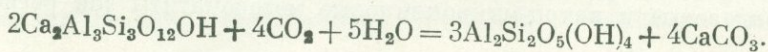
Есть, однако, значительно более веские причины, не позволяющие принять для группировки метасоматитов указанные температурные интервалы. Дело в том, что учение о метасоматитах имеет свою историю. С одной стороны, оно связано с учением о рудных месторождениях, а с другой, с учением о метаморфических фациях. Так как метасоматические процессы рассматривались как частный случай метаморфизма, то разработкой основ теории, в первую очередь, занимались специалисты в области метаморфических процессов. В связи с этим в учение о метасоматитах глубоко проникли идеи о метаморфических фациях, выделение которых, в первую очередь, основано на типоморфных парагенезисах минералов и типоморфных реакциях. Выделяя низко-, средне- или высокотемпературные метаморфические фации, исследователь прежде всего опирается на определенные типоморфные парагенезисы минералов, которые при иных температурах должны быть разрушены и заменены новыми.

Используя различные геологические термометры, установленные на основе глубокого изучения влияния температуры и давления на равновесия минералов (Перчук, 1970; Маракушев, 1973, и др.), исследователи дали количественную характеристику температурных пределов устойчивости типоморфных парагенезисов.

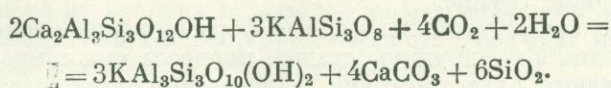
Не вдаваясь в детали проблемы, отметим, что в учении о метаморфических породах к высокотемпературным отнесены фации, формирующиеся при температуре выше 600° С, к среднетемпературным — в пределах 500—600° С, к низкотемпературным — 500—200° С (Маракушев, 1973). Любой метасоматический раствор, взаимодействуя с вмещающей породой и приходя с ней в равновесие в отношении состава, неизбежно производит во внешних зонах чисто метаморфические реакции, характер которых определяется главным образом температурой и давлением. Это обстоятельство дало возможность исследователям использовать для метасоматитов тот же принцип, что и при выделении метаморфических фаций.

Так, критериями для отнесения метасоматитов к низкотемпературным принято считать неустойчивость силикатов кальция, именно эпидота, пренита, актинолита, тремолита, причем становится устойчивой ассоциация любых карбонатов с кварцем (Коржинский, 1953). Кальцийсодержащие среднетемпературные метасоматиты всегда содержат эпидот, в то время как низкотемпературные метасоматиты характеризуются парагенезисом карбоната с альбитом и (или) ортоклазом и карбоната с серицитом или каолинитом и кварцем (Жариков, Омеляненко, 1965). Во внешних зонах метасоматических ореолов деанортизация плагиоклаза в среднетемпературных условиях происходит с образованием альбита и эпидота, а в низкотемпературных условиях — альбита, серицита (или каолинита).

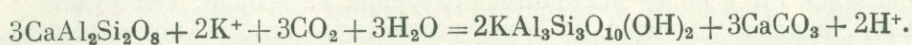
Справедливость вышесказанного очевидна из следующих реакций. Реакция разложения эпидота на кальцит и каолинит:



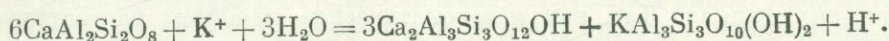
На серицит, кальцит и кварц в присутствии калиевого полевого шпата:



В низкотемпературной области серицитизация анортита идет по следующей схеме:



В среднетемпературных условиях вместо кальцита должен образоваться эпидот:



Вышеприведенные реакции зависят от активности воды и углекислоты. Активность воды зависит только от температуры и тем выше, чем ниже температура. Углекислота при метасоматических процессах ведет себя вполне подвижно, т. е. всегда присутствует в избытке (Коржинский, 1957<sub>1</sub>). Ее активность обратно пропорциональна температуре и прямо пропорциональна давлению (рис. 61).

Учитывая относительно небольшой интервал глубин формирования месторождений и распространенность карбонатов в пределах всего диапазона глубин, можно уверенно заключить, что реакции подобного типа практически целиком определяются температурой. Следовательно, в качестве границы, разделяющей низко- и среднетемпературные метасоматиты, приняты типоморфные реакции, как это имеет место в учении о метаморфических фациях. То же можно сказать и о границе средне- и высокотемпературных метасоматитов. Количественная оценка температурных условий формирований метасоматитов опирается как на термометрические данные, так и на геологические термометры. Анализ и сопоставление этих данных позволяют заключить, что метасоматиты, формирующиеся ниже 350° С, попадают в разряд низкотемпературных, в интервале 350—450° С — в разряд среднетемпературных и выше 450° С — в разряд высокотемпературных.

Следует отметить, что каждая метасоматическая формация образуется в достаточно широком интервале температур. Как показывают данные по условиям образования грейзенов, сведенные в работе И. Н. Говорова (1970), температура образования основной массы грейзенов находится в пределах 300—450° С. В связи с этим мнения специалистов о граничных интервалах варьируют в пределах 50°.

Согласно данной классификации в группу низкотемпературных формаций должны быть отнесены: гидротермальные и фумарольно-сульфатные аргиллизиты, березиты, эйситы, гумбеиты, кальцит-либнеритовые метасоматиты, серпентиниты; к среднетемпературным — пропициты, грейзены, вторичные кварциты, натриевые метасоматиты зон региональных разломов, альбититы, связанные с нефелиновыми сиенитами, турмалин-хлоритовые метасоматиты, уралититы; к высокотемпературным — кварц-полевошпатовые метасоматиты, альбитизированные граниты, известковые и магнезиальные скарны, гранитизированные породы, фениты, ийолитизированные породы, продукты магнезиального метасоматоза, карбонатиты, кварц-ортоклазовые и кварц-микроклиновые метасоматиты зон региональных разломов.

Причины отнесения метасоматитов {и {руд одного месторождения к различным температурным категориям связаны, в первую очередь, с тем, что принятые специалистами температурные диапазоны существенно отличаются. Для группировки месторождений наиболее рациональны диапазоны, принятые геологами-рудниками; для группировки же метасоматитов они явно не подходят.

Вряд ли имеет смысл спорить и доказывать меру обоснованности различных подходов. Принятые группировки так прочно устоялись, вошли в различные классификации и мировую литературу, что без нарушения основ учения о рудных месторождениях или учения о метасоматических и метаморфических процессах унифицировать значение понятий представляется невозможным.

Поэтому приходится признать, что понятия низко-, средне- и высокотемпературные становятся определенными лишь в том случае, если указаны образования, к которым они относятся, — руды, метасоматиты или метаморфические породы, ибо для каждого из объектов исследования они подразумевают различные диапазоны температур.

К настоящему времени накоплено достаточно много данных, позволяющих с той или иной степенью достоверности судить о температурных условиях формирования различных метасоматических формаций. Проведенный автором анализ этих данных позволяет высказать следующие соображения.

1. По отношению к околорудным метасоматитам использовать метод гомогенизации газовой-жидких включений удается очень редко из-за отсутствия относительно крупных включений. Однако этот метод используется для определения температур образования наиболее ранних жил, которые хотя и образуются несколько позже метасоматитов, но наиболее близки к ним по времени формирования.

Так как процесс минералообразования от ранних стадий к поздним всегда характеризуется снижением температуры такого рода, данные могут быть использованы для ограничения нижней температурной границы метасоматитов. Так, на месторождениях, характеризующихся березитизацией вмещающих пород, в наиболее раннюю стадию обычно образуются кварцевые жилы, которые близки по времени формирования процессу березитизации. Судя по многочисленным данным, температуры образования таких жил находятся в пределах 200—300° С. Соответствующие данные имеются также по месторождениям, приуроченным к другим формациям.

2. Термометрические исследования проводились в разное время, на установках различных конструкций и во многих случаях не могут претендовать на высокую точность результатов. Специальный анализ этого вопроса, проведенный Ю. Н. Пашковым, показал, однако, что возможные ошибки, связанные с различными методиками и аппаратурой, едва ли могут превышать 30—40° С.

3. Экспериментальные данные по минеральным равновесиям в системах  $KCl (NaCl) - HCl - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  могут быть использованы для суждения о вероятных температурных пределах формирования метасоматических формаций, однако не позволяют проводить их точную оценку. Достаточно определенно из этих данных может быть получена верхняя температурная граница аргиллизации, определяемая реакцией<sup>1</sup> каолинит → пиррофиллит при

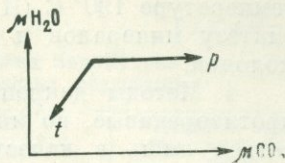


Рис. 61. Диаграмма, показывающая, что повышение температуры вызывает при метаморфизме реакции с поглощением как воды, так и углекислоты. По Д. С. Коржинскому (1957<sub>2</sub>)

температуре 190° С (Иванов и др., 1974). То же можно сказать о данных по синтезу минералов и экспериментальному моделированию метасоматических колонок.

4. Методы декрепитации на термофонических установках дают весьма противоречивые, во многих случаях завышенные, данные и могут рассматриваться лишь в качестве дополнительных.

5. Наиболее перспективным для изучения температур образования околорудных метасоматитов является их исследование на термобарофонической установке, созданной Ю. Н. Пашковым. Этот метод позволяет четко ограничить область температур, в которой шумовые эффекты сопровождаются выделением газовой фазы, то есть область истинных температур декрепитации газовой-жидких включений. Единичные замеры, выполненные на этой установке для березитов, позволяют с достаточной уверенностью принять температуру 280° С за начало растрескивания включений.

6. При определении вероятных температурных условий образования той или иной формации необходимо учитывать данные по другим метасоматическим формациям. Так, многочисленные и представительные данные по температурам образования грейзенов позволяют уверенно ограничить верхний температурный предел березитов 350° С, так как выше этой температуры мы неизбежно попадем в область грейзенообразования.

Автор не считает возможным детально обосновать значения температур, принятые для хорошо изученных метасоматических формаций, так как это потребовало бы изложения очень многих дополнительных данных. Целесообразно остановиться лишь на температурных условиях эйситизации в связи с тем, что эта формация практически не описывалась, а данные по температурам образования никем не суммировались.

В работе Робинсона (Robinson, 1955) указывается, что начало массового растрескивания включений в кварце и кальците, ассоциирующих со смолкой, начинается около 250° С.

Данные Г. А. Лисициной и А. Г. Пальмовой показывают, что включения в кварце из кварц-альбитовых прожилков, сопровождающих эйситы, начинают растрескиваться при температуре 220—240° С. В анкеритах из наложенных на эйситы жил и прожилков анкеритовой стадии массовое растрескивание включений начинается в интервале 180—220° С, в коффините — при 230° С, в пиритах — при 190—230° С. Определения температур декрепитации включений в альбите и апатите дали интервал 250—280° С.

Температура гомогенизации включений в альбитах из околорудных пород месторождения, описанного В. Л. Барсуковым с соавторами (Условия образования..., 1972), находится в интервале 230—238° С, кальцита 230—237° С, а температура декрепитации в альбите составляет 240° С.

Даже относясь с большой осторожностью к данным по температурам декрепитации, можно тем не менее с большой степенью достоверности ограничить температурный интервал эйситизации пределом 220—280° С, с оптимальными значениями 230—260° С. Несравненно больший материал положен в основу принятых интервалов температур образования других формаций. Особенно большую помощь при отбраковке различных данных оказывают результаты изучения минеральных равновесий в системе  $KCl-HCl-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ .

Конечные результаты анализа по условиям образования низкотемпературных метасоматических формаций приведены в табл. 23.

В заключение следует отметить, что приведенные параметры следует рассматривать как сугубо ориентировочные. Вместе с тем, по мнению автора,

Наиболее вероятные значения физико-химических параметров образования низкотемпературных метасоматических формаций

Метасоматические формации	Предельные значения			Наиболее вероятные средние значения		
	$t, ^\circ\text{C}$	pH	Eh, В	$t, ^\circ\text{C}$	pH	Eh, В
Аргиллизиты						
а. Жильные месторождения	150—280	2—4	от -0,2 до -0,3	200	3,5	-0,25
б. Пластообразные месторождения	100—200	3—5	от -0,3 до -0,4	160	4,5	-0,35
Березиты	250—330	3,5—5,5	от -0,2 до -0,4	290	4,0	-0,25
Низкотемпературные натриевые метасоматиты (эйситы)	220—280	8—10	от -0,7 до -0,8	250	9,0	-0,75
Низкотемпературные калиевые метасоматиты (гумбиты)	280—350	6—8	от -0,5 до -0,6	320	7,0	-0,55

самые точные единичные данные по метасоматитам конкретных месторождений не могут внести существенных изменений в полученные выводы, так как последние опираются на большую сумму фактов, имеющих отношение к условиям образования метасоматитов, увязаны с результатами экспериментального изучения равновесий, данными по метасоматитам, сопровождающим месторождения других металлов, общими петрологическими особенностями формаций. Только значительное количество статистически устойчивых данных, касающихся температур образования, состава газовой-жидких включений, а также специальное экспериментальное моделирование метасоматических колонок и изучение равновесий в многокомпонентных системах могут дать основания для действительной количественной оценки условий формирования метасоматитов.

#### 4. Метасоматиты спорного генезиса

Метасоматические формации, включенные в предлагаемую классификацию (см. табл. 7), несомненно связаны, в первую очередь, с эндогенными процессами, что, конечно, не исключает того или иного участия в гидротермально-метасоматических явлениях пластовых и трещинных вод. Особенно это относится к процессам пропилизации, вторичного окварцевания и фумарольно-сульфатарной аргиллизации. Вместе с тем в природе достаточно широко проявлены метасоматические процессы, эндогенная природа которых не столь очевидна.

Очень ярким примером могут служить урановые месторождения Колорадского плато (США), залегающие в неметаморфизованных песчаниках. Изменения пород на этих месторождениях давно используются в качестве важнейшего поискового признака. Думается, что приводимые ниже данные могут оказаться полезными для специалистов, изучающих месторождения спорного генезиса.

Район Колорадского плато насчитывает десятки месторождений и тысячи рудопроявлений. К настоящему времени опубликованы многие сотни работ, посвященных их характеристике. Основные вопросы геологии этой территории освещены в отечественной литературе.

В обобщающих работах американских исследователей, как и в реферативной отечественной литературе, подчеркнуты наиболее общие особенности измененных пород. Однако многие детали, являющиеся ключевыми для решения генетических вопросов, можно найти лишь в работах, посвященных детальному описанию отдельных месторождений. Что касается опубликованных сведений по изменениям пород вблизи урановых рудных тел, то они весьма отрывочны, противоречивы, неравноценны по значимости. Основная трудность при их анализе заключается в том, что далеко не всегда удается оценить, в какой мере данные, опубликованные по отдельным месторождениям, можно распространить на основную массу других месторождений. Целесообразно поэтому рассмотрение вопроса начать с тех особенностей, которые отмечаются большинством исследователей.

1. Вмещающие породы представлены преимущественно красноцветными континентальными осадками перми, триаса, юры, мела и третичного возраста. Частично оруденение локализуется в известняках юрского возраста. Рудная минерализация отмечается в пределах всего стратиграфического разреза, хотя основная масса оруденения сосредоточена в пяти наиболее рудоносных горизонтах. Большинство рудных тел приурочено к линзам песчаников, содержащих органику и залегающих в древних захороненных руслах. Рудные тела в основном характеризуются пластовой формой и почти согласным залеганием. Будучи приуроченными к определенным горизонтам, рудные тела не подчиняются элементам слоистости в деталях, а пересекают их под острыми углами. Часть рудных тел характеризуется «ролловой» формой. Рудные тела, связанные с тектоникой, выполняют трещины вдоль сбросов, образуя тела плитообразной формы, но нередко проникают и в боковые породы по проницаемым осадкам в сторону от разлома. Месторождения в песчаниковых трубках и в зонах обрушения характеризуются вертикальным положением и неправильной формой рудных тел.

Первичная рудная минерализация в песчаниках представлена в основном мелкозернистыми урановыми минералами (уранинит, коффинит), которые или заполняют поры вмещающей породы, или замещают в ней клетки ископаемых растений. На ряде месторождений руда представлена ураноносными твердыми битумами (асфальтит), которые замещают породы и выполняют трещины в песчанике. Обычно с ураном в изобилии ассоциируют ванадий и медь, иногда ему сопутствуют хром и молибден.

2. Неизменные песчаники характеризуются розовыми и красными тонами окраски; аргиллиты имеют красную, кирпично-красную, ржаво-бурую окраску. Вблизи рудных залежей породы приобретают серый, серовато-коричневый, зеленовато-серый и белый цвет. Мощность зон осветления над и под рудными телами составляет несколько метров, по горизонтали — десятки и сотни метров, а иногда и первые километры. Изменение песчаников макроскопически выражено нечетко, зато в аргиллитах оно проявлено очень контрастно. Все без исключения исследователи признают важное поисковое значение зон осветления.

Песчаники и алевролиты с отчетливо выраженным красным оттенком, как правило, не минерализованы или содержат небольшие и немногочисленные рудные тела.

3. Осветленные породы имеют неровные зубчатые контуры и характеризуются следующими условиями локализации: а) пластовой формой, согласной со слоистостью вмещающих пород; б) секут слоистость под различными углами; в) локализируются вдоль крутопадающих тектонических нарушений, трещин и зон трещиноватости (например, в районах Кейн Крик, Лисбон Велли, рудни-

ках Ванадий Кинг и Кэмп-Бёрд, штат Юта; Камерун, штат Аризона и др.); г) в пределах зон обрушений (район Темпл Маунтин, рудник Орфан в районе Гранд-Каньон и др.); д) в трубках взрыва (месторождения Вудроу, Джеклайл, Уинд-Уип, брекчиевая трубка Блек-Пил и др.).

4. Все исследователи согласны с тем, что осветление пород связано с исчезновением гематита. Железо при этом либо выносится, либо связывается в пирит, либо перемещается растворами, переотлагаясь в виде сидерита. Как установлено химическими анализами, все имеющееся в осветленных породах железо присутствует в двухвалентной форме.

5. Детальное изучение показало, что наряду с восстановлением железа в процессе изменения пород происходит образование глинистых минералов. Так как исходные породы также содержат глинистые минералы в цементе, то без специальных исследований невозможно установить, какая часть глинистых минералов сингенетична, а какая эпигенетична. Поэтому данный вопрос освещается лишь в работах, специально посвященных изучению измененных пород. По данным Келли и Керра (Kelley, Kerr, 1957), содержание глинистых минералов при изменении песчаников в районе Темпл Маунтин возрастает с 13 до 23%, а обломков полевых шпатов уменьшается с 13 до 8%. В пределах рудных тел начинается замещение всех минералов пород, в том числе и глинистых, урансодержащим асфальтитом.

Кэдиген отмечает, что песчаники формаций Мос Бэк вдали от руды содержат в среднем 10% каолинита, а по соседству с рудой до 22%.

По данным Холли с соавторами (Hawley et al., 1967), изменение пород в районе Темпл Маунтин выражается в новообразовании глинистых минералов и перераспределении карбонатов. Содержание  $\text{CaCO}_3$  уменьшается с 2 до 0,5%. В значительном количестве из пород выносится нефть. Образование асфальтитов в пределах и вблизи рудных тел связывается с переработкой нефти. Содержание глинистых минералов в неизмененных и слабоизмененных песчаниках ниже 20%, а в обеленных — около 41%. Таким образом, независимо от изученных объектов и методов анализа всеми исследователями отмечается примерно двукратное увеличение содержания глинистых минералов в околорудных породах по сравнению с неизмененными аналогами.

6. В осветленных породах устанавливается перекристаллизация глинистого цемента песчаников и алевролитов. При этом увеличиваются размер глинистых частиц, степень их кристалличности, величина двупреломления.

7. Образовавшиеся в процессе осадконакопления монтмориллонит и смешаннослойный минерал гидрослюда-монтмориллонит по направлению к рудным телам начинают замещаться каолинитом или гидрослюдой 1M и 2M<sub>1</sub> (Abdel-Gawad, Kerr, 1963; Kelley, Kerr, 1957).

8. Специальное изучение глинистых фракций из рудных тел Амброзия Лейк, проведенное Грейнджером, показало увеличение содержания хлорита за счет монтмориллонита.

9. Содержание урана в осветленных породах в 5—10 раз, а цинка в 30—50 раз выше, чем в красных (Huff, 1955). В глинистых минералах резко возрастает содержание ванадия. В небольших концентрациях, но очень широко проявлены галенит и сфалерит (Fisher, 1970). Некоторые исследователи указывают на увеличение вблизи рудных тел хрома, который концентрируется в глинистых минералах (около 3% Cr).

10. pH суспензий пород красного цвета варьирует в пределах 6,1—7,5, а осветленных — от 4 до 4,8 (Huff, 1955), что указывает на повышенную кислотность растворов, обусловивших осветление пород.

11. Совместно с аргиллизацией вблизи рудных тел иногда отмечается окремнение пород, например, рудники Магор, Грин Драгон, Дэти Дэвил, Нос Алис (Abdel-Gawad, Kerr, 1963). Окварцевание отмечается также вблизи разломов Лисбон Велли, где мощность интенсивно окварцованных пород составляет 100 м. Пространственно с разломом тесно связан ряд урановых месторождений.

12. В процессе изменения из пород выщелачивается кальций, который на поздних стадиях часто переотлагается, но уже в виде доломита или анкерита.

13. На аргиллизированные и окварцованные породы накладывается карбонатизация (анкерит, доломит), особенно интенсивная на месторождениях, где нижележащие горизонты содержат прослой известняков. Наложенный характер карбонатизации однозначно доказывается наличием реликтов аргиллизированных пород в карбонатных метасоматитах (Abdel-Gawad, Kerr, 1963). Иногда карбонатизация выражается в образовании над рудными телами линзовидных доломитовых скоплений, располагающихся вдоль вертикальных трещин (Kelley, Kerr, 1957). Доломитизированные зоны шириной от 8 до 100 м подстилают в песчанике Вингейт (район Темпл Маунтин) рудные тела. Местами доломит содержит сульфиды меди. В ряде участков отмечается сидеритизация пород. С выщелачиванием карбоната из нижних горизонтов и перемещением его вверх вдоль вертикальных трещин связывается образование зон обрушения, которые часто ураноносны. Перемещение карбоната вдоль вертикальных трещин используется как одно из доказательств восходящего движения растворов (Kerr, Jacobs, 1964).

Американскими исследователями высказываются разнообразные точки зрения на генезис измененных пород и руд, причем многие из них весьма путаны и бездоказательны. Главнейшие представления рассмотрены в работе Финча (Finch, 1967).

Многочисленные генетические разработки подавляющего числа американских исследователей могут быть сведены к двум основным концепциям, сущность которых рассмотрена ниже. Все исследователи согласны с тем, что изменение и орудование наложены на осадочные породы, т. е. являются эпигенетическими. Однако существуют мнения об экзогенно-эпигенетическом и гидротермальном генезисе месторождений.

1. С позиций экзогенно-эпигенетического происхождения месторождений уран осаждается из циркулирующих ураноносных пластовых вод в участках, богатых восстановителями. Осадителями являются застойные воды, обогащенные сероводородом, причем последний образуется в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий в участках, обогащенных органикой. При наличии прослоев различной проницаемости создаются условия для взаимодействия медленно мигрирующих по проницаемым прослоям ураноносных кислотных и застойных сероводородных вод. Обеление рассматривается как результат восстановления окислов железа. Некоторые исследователи рассматривают рудообразование в условиях статической системы при наличии встречной диффузии компонентов.

Формирование измененных пород, приуроченных к зонам обрушений, разломам, трещинам и трубкам взрыва, во всех случаях связывается с деятельностью восходящих растворов. При этом трещинные зоны рассматриваются как зоны разгрузки глубоко залегающих пластовых вод. Допускается также, что повышению температуры и реакционной способности вод (насыщение газами) могли способствовать магматические процессы. Что касается механизма рудообразования, то здесь намечаются два пути:

1) восходящие растворы, богатые восстановителями, создавали в участках циркуляции восстановительный барьер, который обусловил осаждение урана из ураноносных кислородных пластовых вод;

2) восходящие растворы сами были ураноносными, а его осаждение происходило на фронте взаимодействия с нефтью вмещающих пород, что сопровождалось образованием твердых ураноносных битумов. В этом случае возникает следующий ряд эпигенетических зон: аргиллизированные обеленные породы → ураноносные асфальтиты → нефтеносные неизменные породы.

Как видно из вышесказанного, исследователями признаются восходящее движение, повышенная температура, реакционная способность и даже ураноносность растворов, поднимающихся по трещинным зонам. Признается также проникновение этих растворов в боковые породы по проницаемым горизонтам, приводящее к формированию ролловидных и пластовых рудных тел. Следовательно, представление об экзогенно-эпигенетической природе месторождений, приуроченных к зонам обрушений, разломам и трубкам взрыва, основано лишь на предположении, что восходящие воды являются пластовыми.

2. Некоторыми исследователями часть или все первичные руды Колорадского плато, а также измененные породы относятся к гидротермальным (телетермальным), т. е. связываются с деятельностью послемагматических ураноносных растворов эндогенного происхождения. Имеющиеся отличия месторождений этого региона от типично гидротермальных жильного типа рассматриваются как результат того, что проводниками гидротермальных растворов служили в основном не трещины, а проницаемые горизонты, в которых происходило их смещение и взаимодействие с пластовыми водами. Что касается геохимической специфики этих месторождений, в частности высоких концентраций ванадия, то эта особенность отмечается и для некоторых типично жильных гидротермальных месторождений (рудники Шварцвальдер, Колорадо, Мирони, штат Калифорния; Прайор Маунтин, Монтана Томас-Рейндж, Юта и др.; Walker *et al.*, 1963).

В качестве аргументов гидротермального (телетермального) генезиса используются следующие.

1. Данные, свидетельствующие о восходящем движении растворов:

а) приуроченность зон изменения и оруденения к зонам обрушения, трубкам, разломам, трещинам; вблизи крупных нарушений устанавливается, что растворы распространялись по проницаемым горизонтам в стороны от разломов;

б) карбонатизация пород в участках, где в нижележащих горизонтах имеются карбонатные прослои.

2. Образование в процессе изменения пород гидрослюд  $2M_1$ , за счет модификаций  $1Md$  и  $1M$  согласно экспериментальным данным Ядера и Ойгстера (Yoder, Eugster, 1955) может осуществляться в пределах температур 200—350° С. Наличие типично гидротермальных минералов — флюорита (на месторождениях в известняках Тодилто), уранинита, коффинита, сульфидов.

3. Закономерное положение минерализации относительно магматических тел. В Нью-Мексико урановые месторождения Амброзия Лейк встречаются к западу от вулканического центра Маунт Тейлор, а к востоку — месторождения Джекилл. В Аризоне месторождение Орфан расположено к северо-западу от вулканического центра Сан-Франциско, а рудные тела Камерун к северо-востоку. В штате Юта урановый пояс дугообразной формы встречается в районе Лисбон Велли к западу от интрузивного центра Ла-Саль, а в Колорадо район Ураван окаймляет центр с востока. Особенно настойчиво пространственная

связь месторождений с магматическими телами подчеркивается Керром и Джекобсом (1964).

Однако очевидно, что приведенные данные о связи с магматизмом можно трактовать и с других позиций, считая магматические тела не источниками рудообразующих растворов, а факторами активизации подземных вод. Некоторые исследователи отрицают зональное расположение месторождений вокруг лакколлитовых интрузий, считая его лишь кажущимся, а не реально существующим (Johnson, Thordarson, 1966).

4. Обобщение, выполненное Керром и Джекобсом, по типично жильным гидротермальным и пластовым месторождениям приводит к выводу о тождестве продуктов окolorудного изменения (Kerr, Jacobs, 1964). Следует лишь подчеркнуть отсутствие метасоматической зональности или очень нечеткое ее проявление.

5. Весьма веским аргументом в пользу гидротермального генезиса месторождений является направленность метасоматических реакций. Действительно, все типично гидротермальные месторождения, сопровождающиеся гидротермальной аргиллизацией, характеризуются четко выраженной сменой кислотного выщелачивания минералообразованием стадии повышающейся щелочности. Смена аргиллизации и окварцевания карбонатизацией и рудоотложением полностью отвечает эволюции растворов, установленной для гидротермальных месторождений. Следует также подчеркнуть столь характерную для гидротермальных месторождений деталь, как некоторое отставание во времени в образовании гидрослюд по сравнению с каолинитом, свидетельствующее о постепенном возрастании щелочности растворов и выражающееся в частичном замещении каолинита гидрослюдой.

Холли с соавторами (Hawley e. a., 1967) отмечают, что ураноносные растворы в районе Темпл Маунтин и других характеризовались высоким содержанием  $\text{CO}_2$  и были изначально кислотными. Они выщелачивали карбонаты, а также цементирующую массу, образуя каолинит. Позднее, становясь слабокислыми, а затем щелочными, они формировали доломит, сидерит и рудные минералы, привнося хром и ванадий в рассеянные глинистые минералы. Отложение урановых минералов происходило на фоне повышения pH растворов. Причиной осаждения урана было взаимодействие растворов с породами, богатыми нефтью и  $\text{H}_2\text{S}$ . Интересно, что практически аналогичная эволюция процессов минералообразования отмечается и на отечественных месторождениях (К вопросу об условиях образования..., 1967). Изменение состава растворов во времени объясняется последовательным поступлением по разломам пластовых вод из различных водоносных горизонтов нижележащих толщ.

6. Такие признаки, как повышение концентрации урана и элементов-спутников в аргиллизированных породах, понижение значения pH суспензии и увеличение восстановительной емкости, типичны для гидротермальных месторождений. Однако не совсем ясно, в какой мере они могут быть использованы в качестве аргумента в пользу гидротермального или экзогенного генезиса.

7. В качестве негативного аргумента против экзогенного генезиса выдвигается факт полного отсутствия оруденения в участках скопления органики, часто находящейся на расстоянии метров и даже сантиметров от рудных тел. Этот факт, однако, может служить лишь доказательством того, что урановая минерализация не могла быть обусловлена отложением урана из местных пластовых вод в участках, богатых органикой, а для этого требовалось поступление иных по составу ураноносных вод.

Труднообъяснимым с точки зрения экзогенно-эпигенетических представлений, что признается и самими сторонниками этой концепции (Fisher, 1970), является локальное развитие измененных пород. Действительно, как могли ураноносные растворы перемещаться по красноцветным толщам, не оставляя никаких следов, и лишь вблизи участков рудоотложения становиться агрессивными и активно взаимодействовать с вмещающими породами?

Думается, этот факт можно объяснить лишь избирательным поступлением ураноносных растворов только в эти локальные участки. Осаждение же урана из этих растворов в таких участках происходило в местах концентрации восстановителей. Здесь следует лишь подчеркнуть, что данный вывод не противоречит возможности поступления восходящих растворов из нижележащих горизонтов, он находится лишь в противоречии с представлением об осаждении урана из пластовых вод, свойственных данному рудоносному пласту. Как отмечает по этому поводу Дж. Габельман (Gabelman, 1970), рудоносный флюид должен обладать достаточной агрессивностью, чтобы вызывать наблюдаемые повсеместно изменения пород, замещать минералы песчаника и проникать в достаточно плотные породы. Этот флюид, очевидно, должен был иметь, кроме ванадия, урана и меди, также повышенные концентрации многих других ионов и минерализаторов. Обычные метеорные воды не удовлетворяют этим требованиям.

8. В качестве дополнительного аргумента в защиту гидротермального генезиса подчеркивается наличие горячих источников в северной части поднятия Сан-Рафаэль, хотя очевидно, что эти источники могут иметь и не только магматическую природу.

Таким образом, согласно гидротермальной концепции, растворы поднимались из глубин по системам секущих трещин, брекчиевым трубкам, зонам обрушения и затем, смешиваясь с пластовыми водами, мигрировали по пористым пологозалегающим горизонтам, метасоматически преобразовывая вмещающие породы. Рудоотложение происходило в участках, обогащенных органикой, резкого изменения проницаемости пород, флексурных перегибов и т. д.

Необходимо подчеркнуть, что несмотря на кажущуюся несовместимость генетических концепций, постепенная эволюция представлений под давлением фактического материала привела к значительному сближению точек зрения на генезис месторождений. Принципиальное значение при этом имеет общепризнанность следующих положений: а) необходимость поступления в участок рудообразования ураноносных растворов; б) участие в формировании по крайней мере некоторых месторождений восходящих растворов; в) повышенная температура растворов; г) взаимодействие ураноносных растворов с вмещающими породами; д) участие или возможность участия в процессах рудообразования газов или растворов магматического происхождения.

Принципиальные различия между экзогенно-эпигенетическими и гидротермальными представлениями заключаются в том, что одни исследователи источник урана связывают с выщелачиванием его из пород, другие с ураноносностью гидротермальных растворов. Поэтому необходимое условие образования месторождений согласно первой концепции — наличие ураноносных пластовых вод, а согласно второй концепции — ураноносных растворов магматического происхождения. В настоящий момент вряд ли возможно решение вопросов генезиса измененных пород и руд Колорадского плато без учета работ советских геологов, значительно опередивших американских коллег в разработке вопросов эпигенетической зональности, гидрогеохимии, методов изучения пластовых месторождений и др.

Опыт изучения гидротермальных урановых месторождений заставляет автора отдать предпочтение представлениям о гидротермальном способе образования месторождений Колорадского плато. Особенно убеждает в этом проявляющаяся на ряде месторождений последовательность процессов минералообразования, указывающая на наличие кислотно-щелочной эволюции растворов. Такая последовательность, представляющая основу гипотезы об «опережающей волне кислотных компонентов» Д. С. Коржинского, является стандартной для типично гидротермальных месторождений. Думается, что объяснения такой последовательности с позиций экзогенно-эпигенетических представлений еще не найдено.

Достаточно четко кислотно-щелочная дифференциация растворов проявляется в тех случаях, когда образование рудных тел происходит поблизости от растворподводящих структур, как это имеет место на месторождениях, контролируемых разломами и зонами обрушений. При далеком же проникновении гидротермальных растворов в водоносные горизонты и смешении их с пластовыми водами взаимодействие растворов вмещающими породами, рассредотачиваясь на большой площади, становится нечетким, недостаточно контрастным, что не позволяет во многих случаях установить последовательность минералообразования. Что же касается всех других фактов, то они вполне объяснимы с позиции геологов, связывающих месторождения этого типа с деятельностью восходящих горячих минерализованных ураноносных растворов, которые, однако, имеют не магматогенное происхождение, а мобилизованы из нижележащих горизонтов в результате разогрева, уплотнения пород, тектонических подвижек и др. Правомочность подобной точки зрения, развиваемой также многими отечественными исследователями, вряд ли можно отрицать, исходя только из сходства направленности процессов минералообразования.

Много сходства измененных пород описываемых месторождений с типично гидротермальными имеется в особенностях их минерального состава. Принципиальное же отличие выражается в неконтрастности околорудных ореолов, нечеткости метасоматической зональности, что, конечно, можно связывать не со спецификой растворов, а с условиями их циркуляции.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В изучении измененных пород достаточно четко определились три основных направления: а) теоретические основы метасоматоза, опирающиеся на методы физико-химического анализа парагенезисов, физико-химические расчеты, теоретическое физико-химическое моделирование и экспериментальное моделирование; б) всестороннее петрологическое изучение отдельных формационных типов метасоматических пород; в) разработка научных и методических вопросов, связанных с использованием измененных пород в прикладном аспекте. Все эти направления тесно взаимосвязаны. Предлагаемая книга посвящена третьему направлению.

В повседневной практике геологи сталкиваются с необходимостью четкого разграничения генетически взаимосвязанных пород, выявления временных и пространственных соотношений метасоматитов, установления места и причин связи рудных концентраций с измененными породами, а также со многими другими проблемами. От решения этих вопросов зависят реальные успехи использования измененных пород для поисков и оценки месторождений. Главнейшие из них рассмотрены в данной книге.

Кратко суммируем основные результаты, имеющие наиболее общее значение.

1. Наиболее важными положениями теории процессов минералообразования, на которые опирается методика изучения метасоматитов, являются: метасоматическая зональность, принцип дифференциальной подвижности компонентов, инфильтрационный и диффузионный механизмы метасоматических процессов, кислотно-основная дифференциация растворов и правило постоянства объема при метасоматозе. В работе кратко рассмотрено каждое из указанных положений.

2. Особенности метасоматитов подразделяются на формационные и фациальные. Формационные особенности характеризуются выдержанностью в пределах крупных рудоносных провинций и повторяются в сходной геологической обстановке в других районах. Они связаны с наиболее общими особенностями геологического строения, отражая специфику глубинных процессов, свойственных рудоносной провинции в целом. Фациальные особенности связаны с влиянием локальных факторов, среди которых наибольшее значение имеет состав вмещающих пород.

3. Данные о последовательности формирования рудоносных метасоматитов, о их взаимной связи, соотношениях с магматизмом, геохимической и металлогенической специализации в наиболее кратком и систематизированном виде суммированы в классификации, разработанной совместно с В. А. Жариковым. Основу систематики составляют метасоматические формации, как совокупности пород, формирующихся под воздействием растворов определенного типа. Каждая формация характеризуется определенной совокупностью признаков: геологической позицией, связью с определенным типом магматизма,

особенностями минерального и химического состава, металлогенической и геохимической специализацией, условиями локализации, закономерностями строения метасоматических тел.

Каждая формация включает ряд фаций. Фация может быть описана конкретной метасоматической колонкой, формация — совокупностью входящих в нее фаций.

4. В конкретных рудоносных провинциях могут быть проявлены одна или несколько метасоматических формаций. Обоснованное выделение формаций и входящих в их состав фаций, разработка четких критериев принадлежности метасоматитов к той или иной формации являются одним из главнейших условий успешного использования измененных пород для целей прогноза и поисков месторождений.

Формационная принадлежность метасоматитов может быть установлена лишь по совокупности указанных формационных признаков. Даже такие важные особенности, как минеральный состав и структура метасоматитов, не дают исчерпывающей информации об их формационной принадлежности. Аналогичные по составу и структуре породы могут возникать под воздействием различных метасоматических и метаморфических явлений. Равным образом воздействие растворов единого генетического типа может привести к образованию резко различных по составу и структуре пород.

5. В каждом гидротермальном процессе, приводящем к формированию рудных тел, имеет место определенная эволюция. Во всех случаях процесс начинается с образования относительно широких ореолов гидротермального изменения пород. В дальнейшем на ореолы изменения накладываются более поздние процессы, приводящие к образованию разнообразных жил, прожилков и метасоматической вкрапленности. Накладываясь на уже измененные породы, растворы взаимодействуют с ними, производя свои, свойственные каждой порции растворов, изменения. Эти изменения, называемые сопряженными, отличаются от наиболее ранних значительно меньшим масштабом, более четкой приуроченностью к разрывным нарушениям и трещинам, преобладанием отложения над выносом.

6. По соотношению с измененными породами могут быть выделены типы синхронного, сопряженного и наложенного оруденения. Синхронное оруденение формируется в наиболее раннюю стадию, одновременно с метасоматическими породами. Рудные минералы занимают определенное положение в метасоматической колонке. Синхронное оруденение характерно для высокотемпературных редкометалльных месторождений, связанных с гранитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами, титаномагнетитовых, медно-никелевых и некоторых других.

подавляющая масса месторождений характеризуется сопряженным оруденением, которое будучи неразрывно генетически связано с метасоматитами несколько отстает по времени образования, накладывается на метасоматиты предрудной стадии и сопровождается синхронными с ними (рудосопровождающими) изменениями. Гидротермальный процесс завершается отложением безрудных жил и прожилков, без заметных метасоматических изменений.

Наложённое оруденение не является генетически связанным с метасоматитами, в связи с чем эти последние не могут быть отнесены к околорудным. По отношению к оруденению метасоматиты выступают как благоприятная среда, что особенно характерно для скарнов.

7. К околорудным могут быть отнесены только такие изменения, которые связаны с тем же гидротермально-метасоматическим процессом, что и руды.

Эти изменения могут происходить до, одновременно и после отложения руд. Соответственно выделяются предрудный, рудосопровождающий и пострудный метасоматов.

8. Главнейшим по масштабам и интенсивности результатом проявления гидротермального процесса является метасоматическое преобразование пород. В связи с этим особенности околорудных метасоматитов характеризуют наиболее общие свойства гидротермальных рудообразующих растворов и являются одним из важнейших элементов классификации месторождений.

9. Наиболее важное значение для практических целей имеют следующие положения:

а — наличие измененных пород является необходимым, но недостаточным условием наличия оруденения;

б — для каждой метасоматической формации характерен определенный набор рудных элементов, дающих промышленные рудные концентрации;

в — в пределах конкретных рудных полей и месторождений устанавливается прямая пропорциональность между масштабами проявления околорудного метасоматоза и оруденения; вместе с тем соотношения, установленные в одних районах, не могут распространяться на другие районы;

г — масштабы развития метасоматитов, особенно метасоматитов предрудной стадии, значительно превышают масштабы рудных тел;

д — рудосопровождающие метасоматиты проявлены сравнительно локально и более тесно связаны с оруденением;

е — как в горизонтальном, так и в вертикальном сечении метасоматических ореолов оруденение тяготеет к наиболее центральным их частям;

ж — во всех случаях в строении околорудно измененных пород с той или иной степенью четкости проявляется горизонтальная зональность; как правило, наиболее значительны по размерам внешние зоны метасоматических ореолов;

з — в настоящее время известны лишь единичные убедительные примеры проявления вертикальной зональности.

10. Наиболее важными факторами, влияющими на размеры метасоматических тел, формирующихся под воздействием растворов с повышенной кислотностью, являются состав пород, их физико-механические свойства (особенно проницаемость и пористость) и степень тектонической проработки. Влияние состава определяется двумя противоположно направленными тенденциями: породы, резко обогащенные неустойчивыми минералами, интенсивно изменяются под воздействием растворов, однако приводят к их быстрой нейтрализации, что не способствует формированию широких зон изменения; породы же, не содержащие таких минералов, вообще не реагируют с растворами. Поэтому наиболее мощные ореолы изменений формируются в породах, сложенных устойчивыми и неустойчивыми минералами с подчиненным количеством последних. Процессы щелочного метасоматоза характеризуются положительными объемами эффектами реакций, что вызывает закупорку микротрещин и пор. Поэтому размеры метасоматических тел целиком определяются размерами растворопроводящих структурных элементов.

11. Описание метасоматических реакций, данное в работе, подчинено определенному плану, имеющему цель охарактеризовать всю совокупность формационных признаков. При этом в отношении хорошо изученных формаций приведены лишь краткие сведения. Напротив, типы метасоматитов, в отношении которых имеются отрывочные или противоречивые данные, рассмотрены более полно с целью показать их статистически устойчивые особенности и

обосновать формационную самостоятельность. В частности, обосновываются формационные типы метасоматитов в разломах докембрийского фундамента и формации низкотемпературных околорудных метасоматитов. При этом в отношении последних предпринята попытка доказать, что формационный тип определяется в первую очередь физико-химическими свойствами гидротермальных растворов.

12. Околорудные изменения на стратиформных месторождениях, в отношении генезиса которых имеются различные точки зрения, рассмотрены на примере урановых месторождений Колорадского плато. По своим особенностям эти изменения принципиально не отличаются от гидротермальной аргиллизации на жильных месторождениях. Основными доводами в пользу участия в формировании этих месторождений гидротермальных растворов является закономерная смена минеральных ассоциаций во времени, свидетельствующая о проявлении опережающей волны кислотных компонентов. Вместе с тем многие особенности, свойственные метасоматитам этих месторождений, указывают на значительное участие в процессах минералообразования пластовых вод. Значительное разбавление гидротермальных растворов пластовыми водами определило низкую интенсивность метасоматических преобразований, очень нечеткое проявление метасоматической зональности, большую распространенность метасоматических изменений по простиранию водоносных горизонтов.

В заключение следует подчеркнуть, что в предлагаемой работе описана только часть метасоматических формаций, а приведенные данные в отношении некоторых из них явно недостаточны для полной характеристики формационных особенностей. В еще большей мере это относится к метасоматическим фациям. Поэтому работы, восполняющие эти пробелы, представляются крайне желательными.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Александров И. В.* Натровый метасоматоз в Криворожье. — В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 71—151.

*Альбитизированные* и *грейзенизированные* граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 195 с. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин и др.

*Апельцин Ф. Р.* Гранитный магматизм и редкометальное оруденение. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., «Наука», 1972, с. 28—44.

*Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н.* Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации. М., «Недра», 1967. 199 с.

*Апельцин Ф. Р., Якушин Л. Н.* Процесс щелочного метасоматоза и поздние гранитоиды Полярного Урала. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала, Свердловск, изд. Свердловского горного ин-та, 1970, с. 63—70.

*Архангельская В. В.* О тантал-ниобиевом оруденении в древних метасоматических образованиях Восточной Сибири. — «Геология рудных месторождений», 1968, т. 10, № 5, с. 29—40.

*Архангельская В. В.* О переменном составе щелочного амфибола пироклорсодержащих гранитоподобных щелочных метасоматических пород. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. 48, вып. 3, 1973, с. 110—119.

*Архангельская В. В., Гинзбург А. И.* Редкометальные месторождения зон активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., «Наука», 1975, с. 175—184.

*Архангельская В. В., Тулохонов М. И.* Особенности пространственной локализации и химико-минералогического состава гранитоподобных щелочных метасоматитов Олекмо-Витимской горной страны. — Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. 5, Чита, Изд-во Забайкальского филиала Географического о-ва СССР, 1970, с. 42—46.

*Архангельская В. В., Тулохонов М. И.* Генезис редкометальных метасоматитов. — В кн.: Редкометальные щелочные метасоматиты Восточной Сибири, Чита, Изд-во Забайкальского филиала Географического о-ва СССР, 1971<sub>1</sub>, с. 77—86.

*Архангельская В. В., Тулохонов М. И.* Основные черты минералогии редкометальных щелочных метасоматитов. — В кн.: Редкометальные щелочные метасоматиты Восточной Сибири, Чита, Изд-во Забайкальского филиала Географического о-ва СССР, 1971<sub>2</sub>, с. 31—74.

*Архангельская В. В., Тулохонов М. И.* Особенности химического состава метасоматитов и эволюция вещества в процессе их образования. — В кн.: Редкометальные щелочные метасоматиты Восточной Сибири, Чита, Изд-во Забайкальского филиала Географического о-ва СССР, 1971<sub>3</sub>, с. 26—30.

*Балицкий В. С., Комова В. В.* Влияние физико-химических факторов на интенсивность и скорость процесса замещения микроклина альбитом. — «Геохимия», 1971, № 3, с. 332—339.

*Бурсуков В. Л.* Основные черты геохимии олова. М., «Наука», 1974. 150 с.

*Баффем Б., Кемпбел Д., Смит Е.* Месторождения Биверлордж компании «Эльдорадо майнинг энд рифайнинг лимитед». — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М., «Мир», 1964, с. 206—219.

Белевцев Я. Н. Аспекты теории метаморфогенного рудообразования. — «Геохимия и рудообразование», 1972, вып. 1, с. 17—25.

Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П., Крамар О. А. Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 5, с. 3—14.

Белевцев Я. Н., Коваль В. Б. Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натровым метасоматизмом, в кристаллических породах щитов. — «Геологический журнал», 1968, т. 28, № 3, с. 3—17.

Беляев Г. М. Парагенетический анализ бедных кальцием кварцево-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 270—277.

Беляев Г. М. О цикличности проявления метасоматических процессов в раннем докембрии (на примере Алданского щита). — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Недра», 1975, с. 54—65.

Бейс А. А. Околорудные изменения гидротермально-пневматолитических месторождений редких элементов. — «Советская геология», 1961, № 4, с. 114—126.

Бейс А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—375.

Бейс А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 4, с. 13—31.

Билибина Т. В., Казанский В. И., Кратц К. О. Рудные формации и рудовосные структуры раннего докембрия. — «Геология рудных месторождений», 1976, № 4, с. 3—10.

Боголепов В. Г. К пересчету химических анализов пород при изучении метасоматических процессов. Научн. докл. высшей школы, геол. геогр. науки, 1958, № 4, с. 128—134.

Боголепов В. Г. Пересчет химических анализов горных пород при изучении метасоматических процессов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 1, с. 99—108.

Василевский М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., «Недра», 1973. 272 с.

Власова Д. И., Жариков В. А. Метасоматические изменения гранитоидов месторождения Майхура. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 5, с. 27—40.

Волостных Г. Т. О минералогических критериях рудоносности аргиллизированных пород. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 107—114.

Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972. 239 с.

Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. М., Гостеолтехиздат, 1963. 126 с.

Вульчин Е. И. Материалы по изучению кварцобразующих систем. — «Уч. зап. Львовск. ун-та», 1953, сер. геол., т. 23, вып. 6, с. 135—169.

Галецкий Л. С. Новая бериллиеносная формация. — «Разведка и охрана недр», 1968, № 5, с. 3—5.

Галецкий Л. С. Новый тип апогранитов. — «Геологический журнал», 1970, т. 30, вып. 6, с. 61—71.

Галецкий Л. С. Гентгельвиновое оруденение — новый высококачественный тип бериллиевого сырья. — «Геология рудных месторождений», 1971, № 3, с. 21—30.

Геологический словарь. Т. II. М., Гостеолтехиздат, 1955. 378 с.

Геологический словарь. Т. II. М., «Недра», 1973. с. 373.

Генетическая классификация метаморфогенных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1976, № 2, с. 3—11. Авт.: Я. Н. Белевцев, В. А. Буряк, Б. И. Горошников и др.

Гинзбург А. И., Апельцин Ф. Р. Редкометалльные месторождения, их связь с магматизмом и тектоническими структурами земной коры. — «Геология рудных месторождений», 1970, т. 12, № 2, с. 25—37.

Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шацкая В. Т. Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых. — «Разведка и охрана недр», 1973, № 1, с. 11—17.

Гинзбург А. И., Кудрин В. С., Архангельская В. В. Метасоматические породы состава щелочных гранитов — новый возможный источник криолита. — «Разведка и охрана недр», 1970, № 5, с. 5—8.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—219.

Говоров И. Н. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 1, с. 62—73.

Говоров И. Н. Грейзенизация известняков и интродуцирующих их гранитов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 522—530.

Говоров И. Н. К термодинамике процесса грейзенизации алюмосиликатных пород. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., «Наука», 1970, т. 2, с. 15—27.

Годлевский М. Н. Методика составления физико-химических диаграмм. М., «Недра», 1965. 88 с.

Голубев В. С. К теории динамики гидротермального процесса (рудообразования). — «Геологический журнал», 1969, т. 29, вып. 5, с. 38—47.

Голубев В. С. К теории метасоматической зональности при наличии параллельных реакций. — «Геология и геофизика», 1970, № 8, с. 87—94.

Голубев В. С. К теории динамики инфильтрационного метасоматоза. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1972, ч. 101, вып. 4, с. 394—403.

Голубев В. С., Шаранов В. Н. О равновесном и неравновесном динамическом подходе при аналитическом и физическом моделировании процессов метасоматоза. — В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, 1971, с. 56—74.

Готман Я. Д., Голева Р. В. Баланс вещества при формировании натровых метасоматитов. — «Геологический журнал», 1973, т. 33, № 4, с. 17—24.

Готман Я. Д., Малахова В. М. Околожильные изменения гранитных пород вольфрамового месторождения в Казахстане. М., «Недра», 1965. 115 с.

Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Геолого-минералогические особенности месторождений касситерито-кварцевой формации Восточного Забайкалья, залегающих в контактах карбонатных пород и гранитов. — «Труды МГРИ», т. 28, 1955, с. 24—38.

Гулин С. А. К теории метасоматической зональности. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 17—25.

Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1961. 204 с.

Жариков В. А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарно-вых полей Западного Карамазара. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1956, т. 85, № 3, с. 344—358.

- Жариков В. А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — «Труды ИГЕМ», 1959, вып. 4, 371 с.
- Жариков В. А.* Вопросы общей теории диаграмм состояния мульти-систем. — В кн. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., «Наука», 1961, т. 1, с. 56—77.
- Жариков В. А.* Кварцево-полевошпатовые метасоматиты в скарновых месторождениях. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 138, № 3, с. 671—673.
- Жариков В. А.* Экспериментальное исследование кислотно-основного фильтрационного эффекта. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил. Прага, 1963, т. 1, с. 466—471.
- Жариков В. А.* К развитию теории процессов скарнообразования. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 4, с. 3—16.
- Жариков В. А.* Термодинамическая характеристика необратимых природных процессов. — «Геохимия», 1965, № 10, с. 1191—1206.
- Жариков В. А.* Некоторые закономерности метасоматических процессов. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 47—63.
- Жариков В. А.* Парагенезис минералов, фации и формации. — «Зап. Всесоюз. минерал.-ва», 1968, ч. 97, вып. 4, с. 510—514.
- Жариков В. А.* Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—302.
- Жариков В. А.* Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1, М., «Наука», 1969, с. 62—69.
- Жариков В. А.* О динамической теории метасоматоза. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 5, с. 113—117.
- Жариков В. А., Власова Д. К.* Контактные роговики и скарны месторождения Майхура. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 326—356.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М., «Недра», 1965, с. 119—194.
- Залашкова Н. Е.* Зональность метасоматически измененных танталосных гранитов (апогранитов). — В кн.: Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов, М., «Наука», 1969, с. 5—29.
- Иванов И. П.* Опыт экспериментального моделирования альбитизации слюдяных сланцев в гидротермальных условиях. — В кн.: Бюллетень научно-технической информации, № 2 (30). ВИМС, отдел научно-технической информации. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 64—67.
- Иванов И. П.* О природе «альбитизирующих» растворов. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 92—104.
- Иванов И. П., Белая О. Н., Потехин В. Ю.* Уточненная диаграмма равновесий гидролиза и гидратации в открытой мульти-системе  $KCl-HCl-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  при  $p = 1000$  кг/см<sup>2</sup>. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3, с. 715—717.
- Измененные околорудные породы и их поисковое значение.* М., Госгеолтехиздат, 1954. 270 с. Авт.: Н. Н. Курек, Н. И. Наконник, А. Н. Курек и др.
- Каванский В. И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972, 240 с.

Казанский В. И., Омеляненко Б. И., Прохоров К. В. О вертикальной зональности ураноносных нагретых метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 92—100.

Казыцын Ю. В. Метод молекулярных объемов и его применение при изучении измененных пород. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1958, ч. 87, вып. 2, с. 181—196.

Казыцын Ю. В. Околорудные измененные породы Восточного Забайкалья и общие вопросы теории и практики изучения метасоматитов. Автореф. докт. дис. М., 1966. 55 с.

Казыцын Ю. В. О необходимости выделения оксеталитов — новой формации околорудных метасоматитов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 146—151.

К вопросу об условиях образования и классификации экзогенных эпигенетических месторождений. — В кн.: Вопросы прикладной радигеологии. М., Атомиздат, 1967, вып. 2, с. 326—367. Авт.: Л. С. Евсеева, Н. П. Фомина, В. И. Кочетков и др.

Кизай И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение. М., «Наука», 1966. 248 с.

Клочков А. С., Минеева И. Т., Писаревский В. М. О некоторых возможностях построения практических решений в задачах оценки перспективности рудоносных метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 55—56.

Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, «Наука», 1975. 258 с.

Копылов П. А. Возможная роль метасоматического апатитообразования в докембрии Аладанского щита. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, 168 с.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. М., Изд-во АН СССР, 1940, 99 с.

Коржинский Д. С. Вывод уравнения инфильтрационной [метасоматической] зональности. — «Докл. АН СССР», 1951, т. 77, № 2, с. 305—309.

Коржинский Д. С. Вывод уравнения простой диффузионной метасоматической зональности. — «Докл. АН СССР», 1952, т. 84, № 4, с. 761—765.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 333—456.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности растворов. — «Геохимия», 1956, № 7, с. 3—10.

Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 122, № 2, с. 267—270.

Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 3, с. 54—62.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 12, с. 3—12.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 281 с.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—30.

Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962. 24 с.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил. Прага, 1965, т. 2, с. 305—315.

*Коржинский Д. С.* Общие закономерности постмагматических процессов. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 7—15.

*Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969, 111 с.

*Коржинский Д. С.* Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 14—21.

*Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967. 298 с.

*Константинов Р. М.* Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1973. 215 с.

*Крупеников В. А.* Высокотемпературные ураноносные калиевые метасоматиты (микроклиниты) в пегматоидных гранитах и мигматитах докембрия. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 58—60.

*Кудрин В. С.* О формации редкометалльных щелочных кварц-полевошпатовых метасоматитов зон регионального метаморфизма. — «Геология рудных месторождений», т. 14, № 5. 1972, с. 41—55.

*Кудрин В. С.* Опыт детального геологического картирования щелочных метасоматитов с редкометалльным оруденением. — В кн.: Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматизмом в среде метаморфических толщ. М., ОНТИ ВИМС, 1972, с. 18—50.

*Кудрин В. С., Кудрина М. А.* Об условиях локализации богатых пироклоровых руд в редкометалльных метасоматитах. Там же, 1972, с. 138—144.

*Кудрин В. С., Силаев А. Е.* Петрохимические критерии систематики редкометалльных метасоматитов состава щелочных гранитов, сформированных в метаморфических породах. Там же, 1972, с. 60—73.

*Куприянова И. И., Шпанов Е. П.* О влиянии состава вмещающих пород на локализацию бериллиевого оруденения грейзеновой формации. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 246—256.

*Курс месторождений полезных ископаемых.* М., «Недра», 1964. 590 с. Авт.: А. Г. Бетехтин, А. С. Голиков, В. Ф. Дыбков и др.

*Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты в докембрии Украинского щита. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 281—284.

*Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты докембрия. Л., «Недра», 1972. 189 с.

*Кушнарев И. П.* Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фацальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 3—26.

*Линдгрен В.* Минеральные месторождения. Вып. III. ОНТИ, 1935. 394 с.

*Лисицина Г. А., Раудонис П. А.* Особенности околорудных изменений на уран-молибденовых и золотых месторождениях одного рудного узла. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 95—108.

*Лисицина Г. А., Омельяненко Б. И., Раудонис П. А.* Низкотемпературные кварц-альбитовые изменения пород вблизи урановых рудных тел. — «Геология рудных месторождений», т. 5, № 1, 1963, с. 7—16.

*Лисицын А. Е., Малинко С. В.* К характеристике минералообразующих растворов (по результатам изучения жидких включений в кварце). — «Геохимия», 1961, № 9, с. 789—795.

*Лобанов М. П.* О генезисе редкометалльных метасоматитов Прибайкалья. — «Геология рудных месторождений», 1970, т. 12, № 3, с. 23-32.

Лобанов М. П., Педяш Г. М. К соотношению диафтореза и метасоматоза в зонах смятия (на примере Байкало-Патомского нагорья). — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Недра», 1975, с. 65—71.

Логинов В. П., Русинов В. Л. Некоторые существенные различия пропилитизации и регионального зеленокаменного метаморфизма в вулканогенных толщах геосинклиналей. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1974, с. 171—183.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации [минералов]. М., «Наука», 1968. 200 с.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973. 324 с.

Минеева И. Т., Копченова Е. В. О соотношении метасоматической и рудной зональности в процессе формирования урановосных альбититов докембрия. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. Л., 1976, с. 56—57.

Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966. 378 с.

Минерализованные зоны Комсомольского района. М., «Наука», 1967. 116 с. Авт.: Е. А. Радкевич, Л. Г. Корастылев, А. М. Кокоркин и др.

Минеральный состав, структурно-текстурные особенности и стадии минерализации уранового оруденения в натриевых метасоматитах. — «Геологический журнал», т. 31, вып. 1, 1971, с. 121—141. Авт.: Н. П. Гречишников, Ф. И. Ракович, В. А. Зинченко и др.

Мори Г. У. Растворимость твердых веществ в газах. — В кн.: *Проблемы эндогенных месторождений*. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960, вып. 1, с. 97—138.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

Назарова А. С., Протогенов А. В., Пантелеев А. И. Особенности строения метасоматических зон и положение в них оловянного оруденения (на примере некоторых месторождений Приморья). — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. Л., 1972, с. 80.

Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1954, ч. 83, вып. 2, с. 85—94.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минералогические фации, генезис и практическое значение. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, ч. 76, № 1, с. 63—75.

Наковник Н. И. Грейзены. — В кн.: *Измененные околорудные породы и их поисковое значение*. М., Гостеолтехиздат, 1954, с. 53—81.

Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1958, вып. 4, с. 401—417.

Наковник Н. И. О новом взгляде на вторичные кварциты, о гидротермально измененных породах и вопросах, с ними связанных. — «Изв. АН АрмССР. Сер. геол.», 1959, № 1, с. 36—49.

Наковник Н. И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматизма и место в ней формации вторичных кварцитов и пропилитов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1963, ч. 92, вып. 4, с. 394—409.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1964. 338 с.

Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971. 239 с.

*Никитин В. Д.* Пегматитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 84—151.

*Омельяненко Б. И.* Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, с. 275—321.

*Омельяненко Б. И.* О физико-химических условиях процессов околорудного изменения типа березитизации. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 364—381.

*Омельяненко Б. И.* Некоторые особенности процессов низкотемпературных околорудных изменений и попытка их систематизации. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 152—162.

*Омельяненко Б. И.* О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов. — «Геология рудных месторождений», 1975, № 3, с. 34—43.

*Омельяненко Б. И., Алексин Ю. В.* О возможных пределах значения рН среды при образовании кальцита в гидротермальных условиях. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 6, с. 37—41.

*Омельяненко Б. И., Лисицина Г. А., Наумов С. С.* О формационной самостоятельности низкотемпературных натровых метасоматитов (эйситов). — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 160—171.

*Омельяненко Б. И., Хорошилов Л. В., Крупенников В. А.* Эволюция ураноносных метасоматитов в процессе развития земной коры. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 20—21.

*Омельяненко Б. И.* К вопросу о формах и фазах низкотемпературных околорудных метасоматитов. Труды I Международного геохимического конгресса. М., 1972, т. III, книга 1, с. 393—418.

*Омельяненко Б. И.* Зональность торий-ниобиевой минерализации в альбититах. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1974, т. I, с. 276—283.

*О метаморфогенных полиформационных метасоматитах с комплексной редкометалло-вольфрамовой минерализацией (Западное Прибайкалье).* — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 72—73. Авт.: Ф. Р. Апельцин, В. С. Кудрин, М. А. Кудрина и др.

*О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов.* — «Геология рудных месторождений», 1968, № 1, с. 3—16. Авт.: В. И. Казанский, В. А. Крупенников, Б. И. Омельяненко и др.

*Об особенностях проявления грейзенизации в породах различного состава.* — «Геология рудных месторождений», 1966, т. 8, № 5, с. 12—29. Авт.: И. И. Куприянова, Н. П. Заболотная, М. И. Новикова и др.

*Особенности ураноносных и бериллиносных полевошпатовых метасоматитов зон глубоких разломов докембрия.* — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976. 50 с. Авт.: Р. В. Голева, Н. П. Заболотная, Е. В. Копченкова и др.

*Парфенов В. Д., Юдин Н. И.* О новом метаморфогенном типе гидротермально-метасоматической апатитовой минерализации в докембрии Центрального Алдана. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 165—166.

*Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 с.

*Петров Р. П., Корпенко В. С., Мецкерский Ю. А.* О месторождениях урана в железорудных формациях докембрия. М., Атомиздат, 1969. 72 с.

*Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Структурно-вещественный принцип классификации метасоматитов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1972, ч. 101, вып. 2, с. 190—203.

*Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Формационный анализ метасоматитов на основе концепции об уровнях организации вещества. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Недра», 1975, с. 24—33.

*Попов А. А.* О кислотности — щелочности гидротермальных растворов. — В кн.: Химия коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 192—200.

*Последовательность образования метасоматитов гранитоидного состава по данным определения их абсолютного возраста.* — «Советская геология», 1973, № 2, с. 148—153. Авт.: Ф. Р. Апельцин, В. В. Архангельская, А. И. Пантелеев и др.

*Поспелов Г. Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973. 355 с.

*Ракович Ф. И.* Последовательность образования минералов и некоторые вопросы генезиса урановой минерализации натриевых метасоматитов. — «Геологический журнал», 1972, № 6, с. 78—84.

*Реддер Э.* Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 428—479.

*Редкометалльные гранитоиды Монголии.* М., «Наука», 1971. 229 с. Авт.: В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Л. П. Зоненшайн и др.

*Резарский В. И.* О полевошпат-кварцевых метасоматитах молибденовых месторождений. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 215—222.

*Резарский В. И.* Инверсионность накопления Pb, Zn, Mo и Cu в магматических дифференциатах и послемагматических растворах. — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973, с. 143—147.

*Рудник В. А.* Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л., «Недра», 1966. 117 с.

*Рудник В. А., Беляев Г. М., Терентьев В. М.* Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 261—274.

*Рудник В. А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., «Недра», 1975. 415 с.

*Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., «Недра», 1971. 313 с.

*Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1974, ч. 103, вып. 3, с. 289—304.

*Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Значение зональности гидротермально измененных пород для выделения метасоматических формаций. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Недра», 1975, с. 81—91.

*Рундквист Д. В., Чистяков Н. Е.* О берилл-флюорит-мусковитовом типе минерализации. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 2, с. 44—52.

*Русинов В. Л.* Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М., «Наука», 1972. 202 с.

*Савелин Р. А.* Термодинамика твердого состояния. М., «Металлургия», 1968. 217 с.

*Сазонов В. Н.* Листвентизация и оруденение. М., «Наука», 1975. 172 с.

*Северов Э. А.* Морфогенетические типы альбитизации гранитоидов. — В кн.: Минералого-геохимические особенности редкометалльных апогранитов. М., «Наука», 1969, с. 51—81.

*Силаев А. Е.* Использование калиевых полевых шпатов с целью расчленения и выявления генезиса метасоматических пород состава щелочных гранитов. — В кн.: Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометальных месторождений, связанных со щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., ОНТИ ВИМС, 1972, с. 86—96.

*Силаев А. Е.* Особенности «автономных» редкометально-фтористых кварц-полевошпатовых метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976. 52 с.

*Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969. 687 с.

*Смит Ф. Г.* Обзор физико-химических свойств надкритических растворов. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954, с. 459—489.

*Собаченко В. Н.* О гранитоидах повторной гранитизации и метасоматических процессах в зонах глубинных разломов Западного Прибайкалья. — В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 44—62.

*Собаченко В. Н.* О различных метасоматитах в метаморфических и вулканогенных комплексах (Северное Прибайкалье). — В кн.: Ежегодник Сибирского ин-та геохимии. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 158—161.

*Собаченко В. Н., Краснобаев А. А.* О наложенном характере развития и возрасте редкометальных метасоматитов в зонах глубинных разломов Западного Прибайкалья. — В кн.: Ежегодник Сибирского ин-та геохимии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 164—167.

*Суцеская Т. М.* Сравнительная характеристика химического состава оловосных гидротермальных растворов. — В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 35—60.

*Текстуры и структуры руд.* М., Госгеолтехиздат, 1958. 433 с. Авт.: А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова и др.

*Тихомиров Н. И., Рудакова Ж. Н.* Время выделения турмалина в ходе формирования некоторых оловорудных месторождений Забайкалья. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», ч. 92, вып. 3, 1963, с. 257—268.

*Тулохонов М. И.* Геологическая обстановка местоположения щелочных метасоматитов. — В кн.: Редкометальные щелочные метасоматиты Восточной Сибири. Чита, Изд-во Забайкальского филиала Географического о-ва СССР, 1971, с. 5—13.

*Тулохонов М. И., Архангельская В. В.* Внутреннее строение метасоматических тел и геолого-петрографическая характеристика слагающих их пород. Там же, с. 14—25.

*Тугаринов А. И.* Уран в метасоматических процессах. — В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 110—138.

*Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях.* М., Атомиздат, 1972. 312 с. Авт.: В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев и др.

*Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962. 140 с.

*Френкель Я. И.* Кинетическая теория жидкостей. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945. 424 с.

*Фридель Н. С.* Дислокации. М., «Мир», 1967. 189 с.

*Шабинин Л. И.* Магнезиальные скарны и связанные с ними оруденения. — В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 50—64.

*Шацкая В. Т.* Месторождения формации бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов. — В кн.: Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М., «Недра», 1975, с. 27—47.

Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 378—400.

Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск, «Наука», 1975. 193 с.

Эттин А. Р., Киселев Ю. В. Условия и обстановка формирования нижнепротерозойских апатитсодержащих метасоматитов Алданского щита. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976. 167 с.

Яковлев П. Д., Ай Юнь-фу. Об условиях образования минералов бериллия в известняках и скарнах. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 5, с. 51—71.

Abdel-Gawad A. M., Kerr P. F. Alteration of chert siltstone and uranium Emplacement, Arizona and Utah. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1963, v. 74, N 1, p. 28—43.

Dawson K. R. A petrographic description of the wall-rocks and alteration products associated with pitchblende-bearing veins in the Goldfields region, Saskatchewan. — «Geol. Surv. of Canada Bull.», 1954, p. 127.

Dawson K. R. Petrology and red coloration of wall-rocks, radioactive deposits Goldfields Region, Saskatchewan. — «Geol. Surv. of Canada bull.», 1956, N 33, p. 1—46.

Finch W. J. Geology of epigenetic uranium deposits in sandstone in United States. — «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.», 1967, v. 538, p. 43—57.

Fischer R. P. Similarities, Differences and some Genetic problems of the Wyoming and Colorado Plateau. Types of uranium Deposits in Sandstone. — «Econ. Geol.», 1970, v. 65, № 7, p. 275—291.

Gabelman J. W. Speculation on the uranium ore fluid. — «Uranium explor. geol. AEA», Vienna, 1970, p. 52—71.

Hall W. E., Friedman J. Composition of fluid inclusions Cave-in-Rock fluorite district, Illinois and Upper Mississippi Valley zinc-lead district. — «Econ. Geol.», 1963, v. 58, № 6, p. 886—911.

Hawley C., Wyant D., Brooks D. Geology and Uranium deposits of the Temple Mountain District Emery County, Utah. — «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1967, № 1192, p. 117—134.

Hemley J. Some mineralogical equilibria in the system  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . — «Am. Journ.», 1959, v. 257, N 4, p. 241—270.

Huff L. C. Preliminary geochemical studies in the Capitol Reef area, Wayne County, Utah. — «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1955, N 1015-H, p. 81—96.

Johnson H. S., Thordarson W. Uranium deposits of the Moab, Monticello, White Canyon and Monument valley districts, Utah and Arisona. — «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1966, N 1222-H, p. 73.

Kelley D. R., Kerr P. F. Clay alteration and ore Temple Mountain, Utah. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1957, v. 68, N 9, p. 1101—1116.

Kerr P. F., Jacobs M. B. Argillic alteration and uranium emplacement on the Colorado Plateau. — «Clays and clay minerals», 12 nat. conference Pergamon Press, 1964, p. 277—294.

Königsberger J., Müller W. Über die flüssig-neifeinschlüsse im quartz Alpinen mineralklufften. — «Centr. Min.», v. 344, 1906, p. 17—31.

Newhouse W. H. The composition of vein solutions as shown by liquid inclusions in minerals. — «Econ. Geol.», 1932, v. 27, N 5, p. 937—949.

Pistorius C., Sharp W. Properties of water. Part VI. Entropy and Gibbs free energy of water in the range 10—1000° C and 1—25 000 bars. — «Am. Sci. J.», 1960, v. 258, N 10, p. 757—768.

*Robie R., Waldbaum D. K.* Thermodynamic properties of minerals and related substance at 298, 15° K (25° C) and one atmosphere (1.013 bars) pressure and at higher temperatures. — «U. S. Geol. Surv., Bull.», 1968, N 1259, p. 49—63.

*Robinson S. C.* Mineralogy of uranium deposits Goldfields, Saskatchewan. — «Geol. Surv. of Canada Bull.», 1955, N 31, p. 128.

*Roedder E.* Fluid inclusions as samples of the ore — forming fluids. — Report 21 sess<sup>o</sup> intern. Geol. Congr., Copengagen, 1960. p. 218—229.

*Roedder E., Ingram B., Hall W. E.* Studies of fluid inclusions. III. Extraction and quantitative analysis of inclusions in the milligram range. — «Econ. Geol.», 1963, N 3, v. 58: p. 353—374.

*Tooker E. W.* Altered wall rocks along vein deposits in the central City — Idaho Springs region, Colorado. — «Clays and clay minerals». — 1956, v. 456, p. 348—361.

*Tooker E. W.* Altered wallrocks in the Central part of the front Range mineral Belt, Gilpin and Clear Greek Counties, Colorado. — «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper», 1963, N 439, p. 102.

*Walker D., Ostervald F., Adams D.* Geology of uranium bearing veins in the conterminous United States. — «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.», 1963, N 455, p. 193.

*Yoder H. S., Eugster H. P.* Synthetic and natural muscovites. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1955, v. 8, p. 225—280.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Альбитизированные граниты 138  
 Анализ парагенезисов 6  
 Апограниты 8  
 Аргиллизиты 8, 167, 168
- Баланс вещества при метасоматозе 42  
 Березиты 8, 30, 167, 168
- Виртуальный вполне подвижный компонент 20, 21  
 Вполне подвижный минерал 21, 26  
 Вторичные кварциты 8, 64
- Гематитизация 12, 174, 175  
 Гидрослюдисто-карбонатные изменения 32  
 Гидротермальные аргиллизиты 167, 168  
 Горизонтальная метасоматическая зональность 22  
 Грейзены 8, 148  
 Группа генетически родственных метасоматических формаций 67  
 Гумбеиты 8, 168
- Динамическая теория метасоматоза 6  
 Дислоцированные атомы 18
- Зеленокаменное изменение 164
- Измененная околорудная порода 11  
 Инертные компоненты 20
- Калишпатизированные граниты 137  
 Колонки диффузионные 24  
     — инфильтрационные 24  
     — метасоматические 23
- Метасоматическая зональность 5, 22  
 Метасоматические процессы 5
- Метасоматиты кварц-альбит-микроклиновые 97  
     — кварц-полевошпатовые 146  
     — кварц-силлиманит(кианит)-мусковитовые 129  
     — кварц-турмалин-хлоритовые 157  
     — кремнещелочные 78  
     — магнезиальные 134  
     — натровые 204, 8  
     — низкотемпературные калиевые 168  
     — низкотемпературные натровые 168, 171  
     — спорного генезиса 189
- Метасоматоз 15  
     — диффузионный 16, 23  
     — инфильтрационно-диффузионный 17  
     — нифильтрационный 16, 23, 24
- Объемные эффекты реакций 7, 56  
 Околорудно измененные породы 10, 11  
 Околорудные изменения 9, 10  
 Околорудный метасоматизм 5  
 Оксеталиты 64  
 Очерезающая волна кислотных компонентов 5  
 Ореол околорудных изменений 28
- Полевошпатовые метасоматиты 83  
 Послегранитизационные процессы 77  
 Послемагматическая стадия 12  
 Пострудная стадия 13  
 Пострудный метасоматоз 10, 13  
 Правило постоянства объема при метасоматозе 22  
 Правило фаз 51, 21  
 Предрудная стадия 13  
 Предрудный метасоматоз 13, 14  
 Принципы дифференциальной подвижности компонентов 19  
 Прожилиты 8, 161

Рудно-метасоматическая формация 9, 62  
Рудно-метасоматический процесс 13, 14  
Рудосопровождающий метасоматоз 10, 13  
Ряд подвижности компонентов 26

Система с вполне подвижными компонентами 21

Скарны

- биметасоматические 134
- известковые 134
- инфильтрационные 135
- магнезиальные 79, 134

Сквозьмагматические растворы 76

Сопряженные метасоматические процессы 75

Стадия кислотного выщелачивания 12, 13

- минерализации 12, 13
- нейтрализации растворов 14
- повышающейся щелочности 14
- предрудного изменения 13
- сопряженного отложения 12, 14

Тип наложенного оруденения 48

Тип синхронного оруденения 46

Тип сопряженного оруденения 48

Фация кварц-дистеновая 130

- кварц-мусковитовая 130
- кварц-силлиманитовая 129
- кварц-слюдавая 153
- кварц-топазовая 153
- кварц-турмалиновая 153
- метасоматическая 62, 63
- слюдисто-кварцевая 153
- слюдисто-полевошпатовая 153
- слюдяная 153

Фильтрационный эффект 48

Формация высокотемпературная 186

- гидротермально-метасоматическая 62
- калиевых метасоматитов 90
- кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов 97
- натровых метасоматитов 107
- низкотемпературная 186
- метасоматическая 62, 63
- среднетемпературная 186

Формационный тип метасоматитов 28, 32

Щелочно-метальность растворов 177

Этап минерализации 12, 13

Эйсыты 168, 171

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
<b>Глава I. СОСТОЯНИЕ УЧЕНИЯ ОБ ОКОЛОРУДНОМ МЕТАСОМАТИЗМЕ</b> .....	5
а. Основы теории гидротермального метасоматоза .....	5
б. Петрология метасоматических горных пород .....	7
в. Научные основы использования измененных пород в прикладном аспекте .....	9
г. О термине «околорудные изменения» .....	9
д. О терминах «стадия» и «этап» минерализации .....	12
е. Понятие «рудно-метасоматический процесс» .....	14
<b>Глава II. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ ИЗ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ</b> .....	15
1. Механизм метасоматических процессов .....	15
2. Принцип дифференциальной подвижности компонентов .....	19
3. Правило постоянства объема при метасоматозе .....	22
4. Горизонтальная метасоматическая зональность .....	22
<b>Глава III. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ</b> .....	27
1. Изучение измененных пород в процессе геологических исследований масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000 .....	28
2. Изучение околорудно измененных пород в пределах рудных полей и месторождений .....	34
<b>Глава IV. ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД И ОРУДЕНЕНИЯ</b> .....	46
<b>Глава V. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАЗМЕРЫ И ФОРМУ ОРЕЛОВ ОКОЛОРУДНОГО ИЗМЕНЕНИЯ</b> .....	50
а. Структурная обстановка .....	50
б. Состав вмещающих пород .....	52
в. Физико-механические свойства пород .....	57
г. Другие факторы .....	60
<b>Глава VI. КЛАССИФИКАЦИЯ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ</b> .....	61
1. Понятия «метасоматическая формация» и «метасоматическая фацция» .....	62
2. Приложение критериев формационной самостоятельности к разным типам метасоматитов .....	63
3. Схема классификации метасоматических формаций .....	66
<b>Глава VII. ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ</b> .....	76
1. Группа генетически родственных метасоматических формаций, связанных с гранитоидным магматизмом глубинных зон .....	76
а. Метасоматиты, связанные с гранитизацией .....	77
б. Магнезиальные скарны .....	79
Полевошпатовые метасоматиты в разломах докембрийского фундамента .....	83
в. Калиевые метасоматиты .....	90
г. Кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты .....	97
д. Натриевые метасоматиты .....	107
е. Кварц-силлиманит (кианит)-мусковитовые метасоматиты .....	129

2. Группа генетически родственных метасоматических формаций, связанных с гранитоидным магматизмом зон умеренных глубин . . . . .	132
а. Метасоматиты, связанные с ороговикованием и гранитизацией . . . . .	132
б. Магнезиальные скарны . . . . .	133
в. Магнезиальные метасоматиты . . . . .	134
г. Известковые скарны . . . . .	134
д. Калишпатизированные граниты . . . . .	137
е. Альбитизированные граниты . . . . .	138
ж. Кварц-полевошпатовые метасоматиты . . . . .	146
з. Грейзены . . . . .	148
и. Кварц-турмалин-хлоритовые метасоматиты . . . . .	157
к. Пропилиты . . . . .	161
3. Формации низкотемпературных околорудных метасоматитов . . . . .	167
а. Калиевые метасоматиты (гумбениты) . . . . .	168
б. Натриевые метасоматиты (эйситы) . . . . .	171
в. Условия формирования низкотемпературных метасоматитов . . . . .	176
4. Метасоматиты спорного генезиса . . . . .	189
Заключение . . . . .	197
Список литературы . . . . .	201
Предметный указатель . . . . .	213

ИБ № 2472

БОРИС ИВАНОВИЧ ОМЕЛЬЯНЕНКО

## Околорудные гидротермальные изменения пород

Редактор издательства З. Д. Соломатина  
 Переплет художника И. М. Пучкова  
 Художественный редактор В. В. Еводюков  
 Технический редактор О. Н. Ласточкина  
 Корректор Н. И. Савенкова

Сдано в набор 12.08.77. Подписано в печать 24.01.78. Т-02735. Формат 70x100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1. Гарнитура обычн. Печать высокая. Печ. л. 13,5. Усл. п. л. 17,41. Уч.-изд. л. 18,52. Тираж 2600 экз. Заказ 429/4741-4. Цена 1 р. 10 к.

Издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 196006, Ленинград, М-6, Московский пр., 91.

2466

НЕДРА