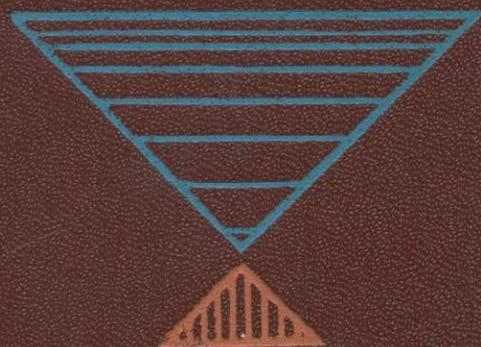


# МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО- МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ



# МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО- МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

3621



Ленинград  
«Недра» Ленинградское отделение  
1981



**Методика** изучения гидротермально-метасоматических образований/Е. В. Плющев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов, Г. М. Беляев.— Л.: Недра, 1981.— 262 с.

Разработан методический подход к изучению гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления с учетом обширных зон слабых изменений. В работе последовательно рассмотрены наиболее распространенные гидротермальные минералы, статистически устойчивые ассоциации этих минералов и гидротермалиты, локальные и региональные метасоматические формации. Приведены многочисленные фрагменты оригинальных карт региональных метасоматических формаций, а также обширный справочный материал по гидротермально-метасоматическим образованиям. Особое внимание уделено практическим приемам картирования метасоматитов и их дальнейшего изучения.

Книга рассчитана на специалистов по изучению гидротермально-метасоматических образований и на геологов широкого профиля, занимающихся геологосъемочными и прогнозно-металлогеническими исследованиями.

Табл. 15, ил. 23, прил. 1, список лит. 100 назв.

Авторы: Е. В. ПЛЮЩЕВ, О. П. УШАКОВ, В. В. ШАТОВ, Г. М. БЕЛЯЕВ

Рецензент — д-р геол.-минер. наук В. В. Жданов (ВСЕГЕИ)

Данная книга посвящена обоснованию в целом нового методического подхода к изучению гидротермально-метасоматических образований в наиболее полном объеме их проявления с учетом реально существующих обширных зон слабых изменений. Основное внимание уделено систематическому описанию и классификации фактически наблюдаемых природных объектов, геологическим условиям их образования и соотношения. Исследование рассеянной эпигенетической минерализации, хорошо известной петрографам под названием «вторичные минералы», привело к установлению обширных ареалов слабой гидротермальной проработки, в пределах которых гидротермальные жилы и тела метасоматитов являются акцессорными включениями. Размеры таких ареалов измеряются десятками и многими сотнями квадратных километров, а в совокупности они охватывают подвижные области земной коры в целом. Горные породы этих областей содержат в среднем 5—15 % гидротермальных минералов, что составляет порядка  $10^8$  т вещества в каждом кубическом километре. Масса этого вещества соразмерна массе жильного гидротермального месторождения, объем которого, по расчетам Г. Шнейдерхена, составляет 0,01—0,1 км<sup>3</sup>.

Однако изучение гидротермально-метасоматических образований сложилось так, что большая их часть, представленная зонами слабых изменений, оказалась вне поля зрения геологов, хотя уже в 1965 г. В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко подчеркивали, что «...слабые изменения вызываются теми же растворами, которые производят интенсивное преобразование... Внешний фронт изменений обычно

захватывает значительные массы пород...» [1965, с. 121]. Первые опыты геологического картирования обширных зон слабых гидротермальных изменений [Плющев Е. В., Ушаков О. П., 1967] и анализ публикаций по измененным породам Урала, Алтая и других регионов, где подобные исследования проводились и ранее, показали истинные масштабы проявления гидротермальной деятельности и ее значительно более существенную роль в дифференциации вещества земной коры. Стало ясно, что существующее представление о гидротермальной деятельности, как о сугубо магматогенном локальном процессе отщепления летучих компонентов от расплава, отражает лишь один из частных случаев возникновения гидротерм и не определяет рассматриваемое явление в целом. Гидротермальную деятельность правильнее рассматривать как самостоятельное геологическое явление, взаимосвязанное с различными сторонами геологического развития Земли (седиментогенезом, метаморфизмом, внутрикоровым и сквозькоровым магматизмом, тектоникой и т. п.). Созрела необходимость поставить вопрос о специальном комплексном изучении этого вполне самостоятельного и весьма важного геологического явления во всей полноте его выражения. Такое изучение должно включать и синтезировать знания, накопленные в учениях о рудных месторождениях и метасоматизме, данные о современных гидротермах и газово-жидких включениях в минералах, палеогидрогеологические реконструкции, специальные геохимические исследования и т. п.

Основу изучения гидротермальной деятельности составляют ее вещественные производные и в первую очередь гидротермально-метасоматические образования. Принципы и методы исследования гидротермально-метасоматических образований во всем разнообразии форм их проявления остаются мало разработанными. Существенно различаются и в целом не согласуются между собой не только методические приемы, но и теоретические основания изучения гидротермальных рудных тел, окологрудных метасоматитов и обширных зон слабых изменений. В то же время ясно, что целостный охват генетически единой совокупности природных образований позволит полнее и глубже понять природу порождающего их геологического явления. Преобладающее до настоящего времени избирательное изучение более или менее ярко выраженных гидротермальных минеральных агрегатов обусловило не только исключение из рассмотрения подавляющей массы гидротермальных образований, но и соответствующий подбор методов исследований, главным образом минералого-петрологических.

Основной геологический метод исследований — геологическое картирование как способ индивидуализации природных тел в геологическом пространстве к гидротермально-метасоматическим образованиям начал усиленно применяться лишь в последнее время. Только на базе специально разработанных методов картирования можно достоверно установить ограничения и пространственно-возрастные соотношения различных зон гидротермальной проработки,

определить их положение в геологической структуре и истории развития Земли. Естественно, что такой подход не исключает использования других приемов глубокого и разностороннего изучения вещества. Наоборот, он добавляет к любым построениям пространственные и возрастные координаты, особо важные для анализа геологических явлений.

В своей работе авторы попытались подойти к изучению гидротермального метасоматоза с широких геологических позиций, как к ординарным природным явлениям, подобным осадкообразованию, магматизму и метаморфизму. Это открывает перспективу использования общих методических приемов и получения сопоставляемых результатов для геологических образований различного происхождения.

История изучения гидротермальной деятельности как геологического явления более широкого, чем рудообразование, включает ряд выдающихся имен, среди которых нельзя не отметить А. П. Карпинского, Е. С. Федорова, В. В. Никитина, В. Линдгрена, А. Н. Заварицкого, В. Эммонса, В. М. Гольдшмидта, С. С. Смирнова, В. И. Смирнова, Т. С. Ловеринга, А. Г. Бетехтина, Н. И. Наковника, Г. Л. Поспелова, Л. Н. Овчинникова и особенно Д. С. Коржинского, создавшего разветвленную научную школу, определяющую современное состояние, теорию и практику учения о метасоматизме.

Большому прогрессу в изучении гидротермально-метасоматических образований способствовали четыре Всесоюзные конференции, проведенные в Ленинграде в 1963, 1966, 1972 и 1976 гг. и получившие широкое освещение в известных сборниках: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании» [1966], «Проблемы метасоматизма» [1970], «Метасоматизм и рудообразование» [1974, 1975, 1978]. В этот же период опубликованы обстоятельные исследования А. А. Беуса, М. М. Василевского, Г. М. Власова, Г. Т. Волостных, В. А. Жарикова, Ю. В. Казыцына, Б. И. Омеляненко, В. А. Рудника, Д. В. Рундквиста, В. Л. Русинова, Л. И. Шабынина и других ученых, определившие общий высокий уровень в изучении гидротермально измененных пород. Однако большая часть этих работ посвящена какой-либо одной группе гидротермально-метасоматических образований и лишь в немногих публикациях рассмотрено более или менее полное их разнообразие [Коржинский Д. С., 1955; Измененные околорудные породы... 1954; Жариков В. А., 1959 г.; Жариков В. А., Омеляненко Б. И., 1965; Казыцын Ю. В., 1972; Рундквист Д. В., Павлова И. Г., 1974; Омеляненко Б. И., 1978]. В настоящее время практически отсутствуют систематические описания гидротермальных пород, атласы их петрографических структур, соответствующие учебные и методические пособия. В целом состояние изученности гидротермально-метасоматических образований характеризуется довольно значительным физико-химическим (петрологическим) уклоном, хотя еще А. Н. Заварицкий [1961 г., с. 10] писал: «Признание существования задач двоякого рода при

изучении горных пород (петрография и петрология) являются существенным этапом в развитии нашей науки».

В изучении гидротермально-метасоматических образований первое слово принадлежит микроскопии, позволяющей осуществить массовую и достаточно точную диагностику минерального вещества, выделить эпигенетические минералы, изучить их соотношения между собой и с минералами исходных пород. Фиксируемые таким образом эпигенетические минералы могут иметь разное происхождение и различные условия образования, но именно эта минерализация и является объектом первоначального изучения, которое впоследствии приводит к выявлению гидротермально-метасоматических образований различных уровней сложности, включая локальные метасоматиты и жилы выполнения, в том числе рудные.

Авторы посчитали целесообразным предпослать последовательному описанию гидротермально-метасоматических образований гл. I «Определение понятий». В многообразии значений одних и тех же терминов требуется выделить те, которые применяются в дальнейшем изложении, и соотнести их с реальными геологическими явлениями. Естественно, что такую операцию удобно производить не для каждого термина в отдельности, а для полной совокупности используемых понятий и их обозначений. Таким образом, в этой главе как бы декларируется общая методологическая позиция авторов.

В гл. II и приложении охарактеризованы минералы гидротермалитов. Этот раздел носит не только справочный характер, но и дает представление о конкретном объекте изучения. Статистически устойчивые ассоциации гидротермальных минералов, определяющие видовую принадлежность гидротермалитов, описываются в гл. III на основе накопленного опыта геологического картирования гидротермально-метасоматических образований. Это фундамент адекватной диагностики региональных зон слабых изменений, локальных метасоматических и жильных агрегатов.

В гл. IV охарактеризованы локальные метасоматические формации, соответствующие рассмотренным выше статистически устойчивым ассоциациям гидротермальных минералов и их аналогам, образованным в породах иного состава под влиянием тех же гидротермальных растворов. Здесь приводятся типовые метасоматические колонки, которые могут быть использованы для диагностики локально-формационной принадлежности метасоматитов и ориентировочного определения физико-химических условий их образования. Сохранив единообразие принципа выделения локальных метасоматических формаций, нам не везде удалось добиться полного соответствия этих подразделений с приведенными в основополагающих классификационных работах. Но в основных чертах такое соответствие имеет место.

Гл. V посвящена анализу геологических особенностей проявления гидротермально-метасоматических образований, выделению и описанию региональных метасоматических формаций (РМФ).

Приводится серия фрагментов оригинальных карт для различных рудных районов с разрезами и их реконструкциями на период гидротермальной деятельности. Этот материал обосновывает принципиально новые позиции в изучении гидротермально-метасоматических образований.

В гл. VI и VII подробно рассматривается методика построения таких карт, приемы их детализации и дополнительного тщательного изучения локальных метасоматитов и жил. Разработанный методический подход к изучению гидротермально-метасоматических образований предусматривает возможность движения от общего к частному, т. е. от выявления и картирования обширных зон слабых изменений в ходе геологической съемки масштабов 1 : 50 000 — 1 : 200 000 к прогнозированию и обнаружению локальных гидротермалитов (гл. VI), а также от частного рудного тела к установлению его позиции в региональной метасоматической зональности (гл. VII). Конечно, на том и на другом пути исследователя ожидают сложные преграды, обусловленные и ограниченностью наших знаний и техническими трудностями получения необходимой информации, но принципиальная возможность достижения искомого результата в обоих вариантах неизбежна. На этом основании в гл. VIII намечаются некоторые прогнозно-металлогенические следствия реального существования регионально-метасоматической зональности. Постулируемая авторами гипотеза внутрикорового гидротермального рудообразования в рамках региональных метасоматических формаций носит дискуссионный характер. Это только один из возможных вариантов непротиворечивой увязки изложенного материала. Однако этот вариант конструктивен и поддается разнообразной качественной и количественной проверке в конкретной геологической ситуации. На его основе удобно интерпретировать геохимические данные вплоть до подсчета прогнозных запасов руд на изучаемых территориях. Все это определяет некоторые возможные практические следствия комплексного изучения гидротермально-метасоматических образований с учетом внешних зон слабых изменений. Совершенно ясно, что в этом вопросе сказано далеко не последнее слово.

Авторы пользуются возможностью принести свою искреннюю благодарность товарищам по работе — активным последователям принципов и методов изучения гидротермально-метасоматических образований, изложенных в данном труде. Особо следует отметить В. А. Михайлова, имеющего большой опыт картирования метасоматитов, который частично использован авторами. Мы весьма признательны Л. И. Калиничевой за большую помощь в подготовке рукописи к изданию, а также В. Н. Ващенко и Е. Т. Олейник за техническое содействие. Ценные советы при работе над книгой были получены от В. С. Домарева, В. В. Жданова, Ю. Б. Марина, Л. Н. Овчинникова, Б. И. Омеляненко и А. А. Смыслова.



## ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Ар — аргиллизит  
 Вк — вторичный кварцит  
 Вк<sub>1</sub> — вторичный кварцит каолинит-серицитовый  
 Вк<sub>2</sub> — вторичный кварцит мусковит-серицитовый  
 Гр — грейзен  
 Б — березит  
 Бг — березит гидросерицитовый  
 Бс — березит серицитовый  
 Бм — березито-грейзен  
 П — пропилит  
 Пх — пропилит хлоритовый  
 Ппх — пропилит полевошпат-хлоритовый  
 Ппх<sub>1</sub> — пропилит альбит-хлоритовый  
 Ппх<sub>2</sub> — пропилит калишпат-хлоритовый  
 Па — пропилит актинолитовый  
 Ппа — пропилит полевошпат-актинолитовый  
 Ппа<sub>1</sub> — пропилит альбит-актинолитовый  
 Ппа<sub>2</sub> — пропилит калишпат-актинолитовый  
 Пщ — пропилит щелочноамфиболовый  
 Ск — скарн  
 Ск<sub>1</sub> — скарн известковый  
 Ск<sub>2</sub> — скарн магнезиальный  
 Скуп — скарн полевошпатовый  
 Скуп<sub>1</sub> — скарн плагиоклазовый  
 Скуп<sub>2</sub> — скарн калишпатовый  
 Ф — фельдшпатит  
 Ф<sub>1</sub> — альбитит  
 Ф<sub>2</sub> — калишпатит  
 Фх — фельдшпатит хлоритовый  
 Фх<sub>1</sub> — альбитит хлоритовый  
 Фх<sub>2</sub> — калишпатит хлоритовый  
 Фа — фельдшпатит актинолитовый  
 Фа<sub>1</sub> — альбитит актинолитовый  
 Фа<sub>2</sub> — калишпатит актинолитовый  
 Фщ — фельдшпатит щелочноамфиболовый  
 Фщ<sub>1</sub> — альбитит щелочноамфиболовый  
 Фщ<sub>2</sub> — калишпатит щелочноамфиболовый  
 Фл — фельдшпатолиит  
 Фл<sub>1</sub> — альбитолиит  
 Фл<sub>2</sub> — калишпатолиит  
 Флх — фельдшпатолиит хлоритовый  
 Флх<sub>1</sub> — альбитолиит хлоритовый  
 Флх<sub>2</sub> — калишпатолиит хлоритовый  
 Фла — фельдшпатолиит актинолитовый  
 Фла<sub>1</sub> — альбитолиит актинолитовый  
 Фла<sub>2</sub> — калишпатолиит актинолитовый  
 Флб — фельдшпатолиит биотитовый

Флб<sub>1</sub> — альбитолиит биотитовый  
 Флб<sub>2</sub> — калишпатолиит биотитовый  
 ТХ — турмалин-хлоритовый метасоматит  
 СХ — серицит-хлоритовый метасоматит  
 КХ — кварц-хлоритовый метасоматит  
 Аб — альбит  
 Act — актинолит  
 Aln — алуниит  
 Amf — амфибол  
 And — андалузит  
 Ank — анкерит  
 Bt — биотит  
 Cc — кальцит  
 Chl — хлорит  
 Crn — корунд  
 Dic — диккит  
 Dip — диопсид  
 Dol — доломит  
 Dsp — диаспор  
 Eg — эгирин  
 Ep — эпидот  
 Fcs — фуксит  
 Fl — флюорит  
 Flg — флогопит  
 For — форстерит  
 Fsp — полевои шпат  
 Gr — гранат  
 Hb — роговая обманка  
 Hm — гематит  
 HSer — гидросерицит  
 Ka — каолинит  
 KFsp — калишпат  
 Lib — либнерит  
 Lk — лейкоксен  
 Mag — магнезит  
 Mi — микроклин  
 Mnt — монтмориллонит  
 Ms — мусковит  
 Mt — магнетит  
 Ne — нефелин  
 Ol — оливин  
 Per — периклаз  
 Pi — пирит  
 Pir — пиррофиллит  
 Pl — плагиоклаз  
 Pr — пренит  
 Py — пироксен  
 Q — кварц  
 Rib — рибекит  
 Ser — серицит  
 Sf — сфен  
 Shp — шпинель  
 Skp — скаполит  
 Srp — серпентин  
 Tal — тальк  
 Top — топаз  
 Tr — тремолит  
 Trm — турмалин

## ГЛАВА

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ

**Гидротермально - метасоматические образования.** Под гидротермально-метасоматическими образованиями понимаются вещественные производные гидротермальной деятельности, возникающие в результате взаимодействия гидротермальных растворов с внешней средой. Гидротермальная деятельность рассматривается как геологическое явление, подобное метаморфизму, магматизму, выветриванию и седиментогенезу, т. е. в ранге основных процессов дифференциации вещества земной коры. В этом отношении гидротермальная деятельность обладает определенным местом и в тектоно-магматических циклах и в структурных зонах земной коры. Термин «гидротермальные растворы» используется в широком смысле для обозначения понятия о нагретых газовой-жидких, преимущественно водных, растворах, циркулирующих в определенные периоды геологической истории по трещинам и порам в твердых слоях литосферы, главным образом в ее верхних частях, где преобладают разрывные деформации.

За редким исключением гидротермальная деятельность как природное явление не наблюдается, а реконструируется в качестве события геологического прошлого по минеральным образованиям, которые удается диагностировать как гидротермально-метасоматические.

Гидротермально - метасоматические образования выделяются среди осадочных, магматических и метаморфических в первую очередь по облику и составу как характерная группа природных объектов, гипотеза о происхождении которых базируется на экспериментальных исследованиях, физико-химических

расчетах и наблюдениях в районах проявления современной гидротермальной деятельности.

Производные гидротермальной деятельности встречаются в виде: а) эпигенетических по отношению к вмещающим породам образований, представленных метасоматическими телами или телами выполнения открытых полостей; б) сингенетических с вмещающими породами, так называемых гидротермально-осадочных залежей. В дальнейшем рассматриваются преимущественно эпигенетические производные, выделяемые под названием гидротермально-метасоматических образований. Метасоматический механизм минералообразования весьма характерен для гидротермального процесса. На этой основе зародилось и успешно развивается учение о метасоматизме [Lindgren W., 1933 г.; Коржинский Д. С., 1955].

Учение о метасоматизме затрагивает широкий круг геологических явлений, включая магматизм, метаморфизм, выветривание и во многом гидротермальную деятельность. В дальнейшем изложении, говоря о метасоматизме, метасоматитах, метасоматических формациях и т. п., мы подразумеваем только проявления гидротермальной деятельности. При этом метасоматизм трактуется как замещение в твердом состоянии без предварительного разрушения (раздавливания, расплавления, дезинтеграции) жесткого каркаса исходных пород. Такие замещения могут быть рассмотрены на уровне минералов (псевдоморфозы), пород (метасоматические породы) и формаций (метасоматические формации). Однако только на минеральном уровне можно говорить о метасоматозе в чистом виде. При замещении пород и геологических формаций метасоматический механизм минералообразования практически всегда сочетается с возникновением пустот выщелачивания и с заполнением открытых полостей минеральными новообразованиями, что уточняется терминами гидротермальная или гидротермально-метасоматическая порода, формация и т. п.

По степени замещения исходных пород гидротермально-метасоматической минерализацией различаются следующие гидротермально-метасоматические образования:

- а) слабопроявленные (5—20 % новообразований);
- б) сильнопроявленные (20—80 % новообразований);
- в) полнопроявленные (80—100 % новообразований).

В слабопроявленном виде (мелкая рассеянная вкрапленность эпигенетических минералов в ранее сформированных породах) гидротермально-метасоматические образования трудно отличимы от гидрогенно-инфильтрационной минерализации, возникающей под влиянием просачивающихся, преимущественно нисходящих подземных вод. В таких случаях происхождение фиксируемой эпигенетической минерализации часто оказывается неопределенным и выясняется на более поздних стадиях исследования.

**Гидротермальные породы.** Полнопроявленные гидротермально-метасоматические образования представляют собой особый класс горных пород, что не является общепризнанным. Г. Розенбуш

[1934 г., с. 9] писал: «Тот факт, что рудные жилы не считаются горными породами... объясняется чисто исторически». По мнению А. Н. Заварицкого [1961 г., с. 5—6], горные породы в отличие от рудных агрегатов характеризуются лишь большей распространенностью. Но рудные агрегаты не исчерпывают класс гидротермально-метасоматических пород. Значительно бóльшим распространением пользуются безрудные агрегаты жил выполнения и метасоматиты, сложенные гидротермальными минералами петрогенных элементов. В сумме рудные и безрудные гидротермально-метасоматические образования породного уровня с учетом их слабопроявленного выражения представляют собой широко распространенные геологические образования, которые должны быть выделены в самостоятельный класс горных пород. Для пород этого класса было предложено удачное название «гидротермалиты» [Власов Г. М., 1978, и др.].

Гидротермалиты отличаются от горных пород других классов особенностями минерального состава и строения (петрографическими структурами). Начиная с Ф. Циркеля [Zerkel F., 1866 г.], Г. Розенбуша [Rosenbusch H., 1877 г.], Ф. Фуке и А. Мишель-Леви [Fohgue F., Michel-Levy A., 1879 г.] главными систематическими признаками, определяющими видовую принадлежность горных пород, считались минеральный состав и структура минерального агрегата. Такие же признаки отстаивал Е. С. Федоров [1901 г., с. 1], подчеркивая, что структура и минеральный состав — это такие признаки «...которые могут быть констатированы на каждом данном куске горной породы». А. Н. Заварицкий [1961 г., с. 13] отмечал: «...определения горных пород не могут быть основаны на признаках, выражающих предполагаемые генетические связи. В их основание должны быть положены признаки вполне объективные, не предполагаемые, а наблюдаемые».

Некоторые полнопроявленные гидротермалиты давно получили самостоятельные названия как минеральные агрегаты определенного состава и строения: грейзены, вторичные кварциты, березиты, пропилиты, альбититы и т. п. Впоследствии распространились иные толкования этих терминов, базирующиеся на углубленном изучении условий образования гидротермалитов. В данной работе используется структурно-вещественный принцип определения соответствующей номенклатуры гидротермально-метасоматических пород. За каждым названием метасоматита или иного минерального агрегата стоит определенный минеральный состав и определенная петрографическая структура. Таким образом, грейзен — это кварц-мусковитовый лепидо-гранобластовый крупнокристаллический агрегат с характерной примесью флюорита, топаза, турмалина либо других типоморфных минералов или без них; березит — это кварц-серицитовый или кварц-гидросерицитовый средне-мелкокристаллический лепидо-гранобластовый агрегат с подчиненными и обычно более поздними хлоритом и карбонатом, иногда с альбитом или калишпатом, с примесью сульфидов, реже турмалина или без них и т. п. Отмеченная номенклатура

сохраняется вне зависимости от размеров тел, сложенных тем или иным минеральным агрегатом, вплоть до микроскопических прожилков и включений в породах иного состава, строения и происхождения. В слабопроявленном виде, учитывая трудности диагностики гидротермально-метасоматических пород, вместо утверждений о вкрапленном проявлении грейзенов принято говорить о наличии грейзеновой минеральной ассоциации в той или иной исходной породе. Таким образом, когда отмечается грейзеновая, березитовая, вторичнокварцитовая или иная минеральная ассоциация, имеется в виду малоэкстенсивное, слабое, вкрапленное проявление одноименной гидротермально-метасоматической породы, но определенной с меньшей степенью надежности.

При слабом проявлении гидротермально-метасоматические образования представляют собой в той или иной степени рассеянную вкрапленность гидротермальных минералов и их микроагрегатов, метасоматически замещающих первичные минералы или выполняющих трещины, пустоты, миндалины и т. п. в исходной породе. Такие сложные сочетания гидротермально-метасоматических образований и осадочных, магматических или метаморфических пород принято называть гидротермально измененными породами. Учитывая возможность любой степени замещения, следует различать сингенетическую ассоциацию минералов и связывающую их структуру исходной породы и эпигенетическую ассоциацию минералов и связывающую их структуру новообразованной породы, выделяя измененные породы в качестве полипородных агрегатов. Так вводится понятие об эпипороде, в отличие от исходной породы. Метасоматиты и агрегаты жил выполнения, т. е. полнопроявленные гидротермалиты, являются крайним выражением эпипород. Эпипорода определяется статистически устойчивой ассоциацией эпигенетических минералов и связывающими их структурными отношениями. При этом под структурой понимается пространственно-возрастная упорядоченность минеральных индивидов в их агрегате [Плющев Е. В., Ушаков О. П., 1975].

**Метасоматические процессы.** При изучении гидротермально измененных пород разного исходного состава возникают задачи сопоставления различных новообразованных минеральных парагенезисов как возможных продуктов воздействия единого гидротермального раствора. Иными словами, оценивается влияние субстрата на состав продуктов замещения. В данном случае ставится вопрос о диагностике процесса гидротермального изменения пород. Процессы гидротермального изменения пород в ряде случаев обозначаются терминами, родственными названиям гидротермалитов, например процессы грейзенизации, березитизации, скарнирования и т. п. Такие процессы приводят к формированию одноименных метасоматитов только в исходных породах определенного состава. Это положение наиболее обстоятельно разобрано Д. В. Рундквистом и соавторами в книге «Грейзеновые месторождения». Авторы отмечают, что процесс грейзенизации (высокотемпературный метасоматоз с широким участием летучих: F,

С1, а также В, протекающий в широком диапазоне давлений при эволюции растворов от кислотных к щелочным) приводит к формированию собственно грейзенов только в кислых алюмосиликатных породах. В карбонатных породах возникают слюдисто-флюоритовые метасоматиты или «слюиды», а в основных — ультраосновных породах — полевошпат-слюдяные метасоматиты. Таким образом, породы, подвергшиеся процессу грейзенизации (или грейзенизированные), — это породы с проявлением грейзеновой, слюдитовой либо иной минеральной ассоциации, обусловленной воздействием грейзенизирующих растворов на породы специфического состава. Следовательно, нельзя путать понятия о грейзене, грейзеновой ассоциации в измененных породах или грейзеновой эпипороде с понятиями о грейзенизации. Структурно-вещественное выражение этих понятий совпадает часто, но не всегда. В случае несовпадения названий гидротермальной породы и физико-химического процесса, ее породившего, предлагается использовать для таких пород групповые названия типа грейзеноиды, березитоиды, скарноиды и т. п.

Всю совокупность физико-химических процессов гидротермально-метасоматического минералообразования принято подразделять по двум группам параметров: по термодинамическим условиям (высоко-, средне-, низкотемпературные, глубинные, малоглубинные, приповерхностные); по составу воздействующих растворов (кислотные — щелочные, карбонатные, галоидные, сероводородсодержащие и т. п., калиевые, натриевые, кремне-калиевые, железо-магний-кальциевые и т. п.). Здесь следует обратить внимание на существующие различия в подходах к типизации метасоматических процессов. На основе установленного ряда повышающейся основности катионов (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K) и в зависимости от того, происходит ли метасоматическое замещение более слабых оснований более сильными или наоборот, выделяются соответственно процессы щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания. Другой вариант типизации метасоматических процессов базируется на выделении компонентов, проявляющих максимальную активность в реакциях замещения и обычно приносимых в ходе метасоматоза. На этом основании выделяется щелочной (калиевый и натриевый), субщелочной (железо-магний-кальциевый) и кислотный (алюмо-кремниевый) метасоматоз. Очевидно, что понятия о щелочном метасоматозе в первом и втором вариантах полностью не совпадают, а понятие о кислотном выщелачивании не адекватно понятию о кислотном метасоматозе.

**Зональность.** Зональность является одной из характернейших особенностей гидротермально-метасоматических образований, установление которой представляется наиболее надежным критерием их диагностики и определения условий образования. При этом под зональностью понимается не более чем пространственная упорядоченность гидротермально-метасоматических образований, проявляющаяся как в телах выполнения открытых полостей, так и в метасоматических залежах. Наиболее существенна

метасоматическая зональность, имеющая несколько рангов или масштабов проявления.

1. Околотрещинная метасоматическая зональность в однородной среде. Взаимодействие гидротермального раствора с породами осуществляется в околотрещинном пространстве путем реакций замещения минералов исходных пород и перехода в подвижное состояние все большего числа компонентов до максимума во внутренней зоне (дифференциальная подвижность компонентов). Последовательность перехода компонентов в подвижное состояние в породах различного состава под влиянием одного и того же раствора позволяет охарактеризовать этот раствор с позиций равновесной термодинамики, дает возможность произвести парагенетический анализ минералов и выявить совокупность метасоматических фаций, возникших в результате взаимодействия одного и того же раствора с исходными породами различного состава. Такое взаимодействие может происходить при инфильтрационном или диффузионном перемещении компонентов и соответственно создавать инфильтрационную, диффузионную или смешанную зональность [Коржинский Д. С., 1955, 1969, 1973 г.]. Обычно эта зональность имеет весьма локальные масштабы проявления и в качестве исходных ограничений предполагает постоянство физико-химических параметров поступающего раствора, фиксированные внешние термодинамические условия, а также, на что надо обратить особое внимание, однородную проницаемость исходных пород.

Каждая выделенная таким способом метасоматическая колонка характеризует вполне определенную метасоматическую фацию в отношении термодинамических и химических параметров раствора и замещаемого вещества. Совокупности метасоматических фаций, возникающие под влиянием единого гидротермального раствора в породах различного состава, охваченных гидротермальным изменением, В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко [1965, 1978] выделяют в качестве метасоматических формаций. Таким образом, определяются формации грейзенов, березитов, вторичных кварцитов, пропилитов и т. п., т. е. производные процессов грейзенизации, березитизации, пропилитизации и т. п. в породах разного состава. В данном случае имеется в виду петрогенетический процесс, ограниченный сравнительно узкими физико-химическими рамками, геологическая самостоятельность которого не всегда явна. Такие формации называются также формациями околорудных метасоматитов или локальными метасоматическими формациями (ЛМФ).

2. Концентрационная зональность в среде переменной проницаемости. Наибольшая неоднородность распределения гидротермально-метасоматических образований в пространстве обусловлена резко переменной проницаемостью горных пород. Возникающая за счет этого зональность гидротермально-метасоматических образований выражается в первую очередь в степени замещения исходных пород (полнопроявленные —

слабопроявленные гидротермалиты), а во вторую — в постепенном накоплении мало распространенных элементов с появлением соответствующих минералов во внутренних зонах. Такую зональность, обусловленную различным количеством раствора, прошедшего через толщу пород в зависимости от ее гетерогенной проницаемости, будем называть концентрационной. В качестве составляющих этой зональности выделяются внутренние зоны полно- или сильнопроявленных гидротермально-метасоматических образований и внешние зоны их слабого развития. При этом внешние зоны имеют значительно более обширные размеры по сравнению с внутренними. По степени накопления рудных элементов в концентрационной зональности могут быть выделены рудные (внутренние), ореольные и фоновые (внешние) зоны [Плющев Е. В., Калиничева Л. И., 1975].

Нередко делаются попытки отождествлять внешние зоны околотрещинной зональности, выделяемые по наиболее подвижному компоненту, и внешние зоны концентрационной зональности, обусловленные низкой степенью замещения исходных пород. Однако такое сопоставление зон, выделяемых по разным параметрам, неправомерно. Фактически при этом сопоставляются разномасштабные геологические явления. Во внешних зонах концентрационной зональности имеют место минеральные парагенезисы не только внешних, но и внутренних зон метасоматической колонки, встречающиеся, однако, в виде рассеянной вкрапленности и микровключений соответствующих метасоматитов. Соподчинение околотрещинной и концентрационной зональности таково. Околотрещинная зональность развивается относительно каждого отдельно взятого флюидопроводника. Концентрационная зональность охватывает гидродинамически взаимосвязанную в период протекания гидротермального процесса систему флюидопроводников и разделяющих их блоков пород с различной проницаемостью (например, зону влияния конкретного разлома). Определяющими концентрационную зональность являются гидродинамические параметры гидротермального процесса.

3. Эволюционная метасоматическая зональность в гетерогенной геологической среде. Гидротермальные растворы, продвигающиеся от места своего зарождения до места разгрузки преимущественно в восходящем направлении, претерпевают существенную перестройку под влиянием меняющихся термодинамических условий и разнообразия литолого-структурных обстановок.

Под влиянием внешних и внутренних факторов особенно существенно меняется кислотность—щелочность растворов, а следовательно, и активные концентрации других компонентов; температура и давление также не остаются постоянными. В результате один и тот же раствор на разных участках своего продвижения формирует существенно отличные гидротермально-метасоматические образования. При длительном однонаправленном движении растворов в стационарном термобароградиентном поле отмеченные



гидротермально-метасоматические образования разных участков формируются близодновременно. В результате возникает региональная по масштабам проявления зональность разнофациальных гидротермально-метасоматических образований. Вектор максимальной изменчивости этой зональности, как правило, ориентирован перпендикулярно к изолиниям термодинамического поля в период соответствующего этапа гидротермальной деятельности.

В качестве составляющих региональной метасоматической зональности выступают обширные зоны различного, но преимущественно слабого проявления гидротермально-метасоматических пород, т. е. эпипородные зоны. Совокупность таких зон, обусловленная конкретным геологическим событием (становлением интрузивного или вулканического массива, стадией устойчивого тектонического режима и т. п.), т. е. порожденная геологически обусловленным гидротермальным процессом, развивающимся в градиентном термодинамическом поле, выделяется нами в виде региональной гидротермально-метасоматической формации (РМФ).

Таким образом, в зональном распределении гидротермально-метасоматических образований необходимо различать, по крайней мере, три ранга в целом разномасштабных и обусловленных различными сторонами гидротермально-метасоматического процесса:

а) околотрещинная зональность взаимодействия раствора с породой (детальный масштаб);

б) концентрационная зональность, обусловленная гидродинамикой гидротермального раствора в поле переменной проницаемости (крупный масштаб);

в) эволюционная (региональная) зональность, возникающая в результате эволюции гидротермального раствора при его направленном перемещении в градиентном термодинамическом поле (средний масштаб).

Важно подчеркнуть, что выделенные три ранга зональной упорядоченности гидротермально-метасоматических образований представляют собой следы единого природного явления, но рассматриваемого с различных точек зрения при различных геологических ограничениях. Эта позиция принципиально отличается от традиционного расчленения во времени в качестве самостоятельных природных процессов: регионального гидротермального изменения, околотрещинного метасоматоза и рудообразования.

**Стадийность.** Согласно концепции Д. С. Коржинского, гидротермально-метасоматический процесс подразделяется на четыре стадии: раннюю (щелочную), кислотную (выщелачивания), позднюю (щелочную) и заключительную. Эти подразделения отражают наиболее общую и глубоко обоснованную всем опытом изучения метасоматоза щелочно-кислотную эволюцию восходящих гидротермальных растворов. Выделяются стадии гидротермальной деятельности и по другим основаниям (температурным, геотектоническим и т. п.). Существуют весьма разнообразные формы фактического выражения стадийности. Под стадийностью мы понимаем не более как упорядоченность минеральных образований

в последовательности выделения, предполагая наличие нескольких рангов такой упорядоченности.

1. Последовательность кристаллической индивидуализации минеральных тел в агрегате (в гидротермальной породе). Назовем эту последовательность импульсами петрогенетического процесса, т. е. процесса образования гидротермального агрегата (породы). Для агрегатов свободного роста и собственно метасоматических образований разработаны приемы оценки последовательности выделения минералов. При этом не всегда учитываются длительность формирования кристаллических индивидов, резко различная скорость роста минералов, явления собирательной перекристаллизации и т. п., что иногда приводит к ошибочному выделению многочисленных стадий минералообразования. За счет различной скорости роста кристаллических индивидов минералы, начинающие выпадать из раствора одновременно, могут завершить свою кристаллизацию последовательно [Григорьев Д. П., 1961 г.]. Последовательность выделения минералов в рамках единого парагенезиса, зависящая от скорости роста кристаллов в агрегате, обычно имеет такую тенденцию [Плюшев Е. В., Калинин Л. И., 1975]: позднее завершают свою индивидуализацию минералы химических элементов, имеющих меньшую природную распространенность. Например, карбонаты выделяются после кварца, слюды, полевых шпатов, далее — пирит, флюорит, турмалин, затем — другие рудные минералы. Импульсы минералообразования в рамках единого петрогенетического процесса, кроме того, могут быть вызваны нестабильностью тектонической, гидродинамической или другой обстановки при сохранении физико-химических параметров поступающего раствора.

2. Последовательность выделения устойчивых минеральных ассоциаций (гидротермальных пород) в рамках гидротермально-метасоматической формации (РМФ). Назовем такую последовательность стадиями гидротермального процесса, понимая под гидротермальным процессом совокупность процессов образования гидротермальных пород (петрогенетических процессов). Следовательно, стадия гидротермального процесса соответствует завершеному (или незавершеному, прерванному) петрогенетическому процессу. Пересечение или замещение обособленных тел гидротермалитов (жил выполнения, полнопроявленных метасоматитов или эпипородных тел) дает информацию об истинной дискретности гидротермального процесса, связанного с конкретным геологическим событием. Каждой стадии, выделяемой таким образом, отвечает вполне определенный минеральный парагенезис (статистически устойчивая минеральная ассоциация, гидротермальная порода), отличный от минерального парагенезиса другой стадии по щелочности—кислотности или температуре характеризующего ими раствора. При этом последовательность щелочно-кислотных стадий подчинена общему правилу направленной эволюции

гидротермальных растворов (щелочные—кислотные—щелочные), а последовательность температурных стадий упорядочена термодинамически регрессивной направленностью каждого геологически обособленного гидротермального процесса. Нарушение отмеченных правил указывает на стадийные взаимоотношения минеральных парагенезисов, относящихся к различным гидротермальным процессам, каждый из которых связан со своим особым геологическим событием.

3. Последовательность образования различных гидротермально-метасоматических формаций (РМФ). Назовем такую последовательность этапами гидротермальной деятельности, понимая под гидротермальной деятельностью совокупность обособленных гидротермальных процессов образования региональных гидротермально-метасоматических формаций (РМФ). Этапы гидротермальной деятельности наиболее надежно выделяются при установлении одновременности гидротермалитов близкого состава или выявлении других отклонений от правил стадийного взаимоотношения в рамках единой РМФ.

В развитии подвижных областей земной коры выделяется серия геотектонических этапов (стадий), характеризующихся закономерной последовательностью проявления и отличительными особенностями внутреннего содержания [Билибин Ю. А., 1955 г.; Семенов А. И., Серпухов В. И., 1957 г.; Смирнов В. Н., 1965 г.]. Каждому такому этапу (стадии) тектоно-магматического развития подвижных областей В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко [1965] ставят в соответствие проявление гидротермального цикла. В рамках такого цикла последовательность обособленных этапов гидротермальной деятельности, выраженная последовательностью образования гидротермально-метасоматических формаций (РМФ), обладает некоторыми закономерностями, отражающими общую направленность геологического развития разнотипных структурно-формационных зон. Таким образом, в дальнейшем изложении будем различать три ранга возрастных соотношений гидротермально-метасоматических образований:

а) последовательность выделения гидротермальных минералов (импульсы гидротермальной деятельности или петрогенетического процесса);

б) последовательность обособления статистически устойчивых минеральных ассоциаций или гидротермальных пород (стадии гидротермальной деятельности или гидротермального процесса);

в) последовательность образования региональных метасоматических формаций (этапы гидротермальной деятельности).

**Структуры.** Зонально-стадийные соотношения гидротермально-метасоматических образований определяют их структуру, которая ранжируется по иерархическим уровням организации вещества: а) структуры гидротермальных минералов, б) структуры гидротермалитов (пород), в) структуры гидротермально-метасоматических формаций (ЛМФ или РМФ). Структурный анализ гидротермалитов и гидротермально-метасоматических формаций является

еще мало разработанной областью знаний, но весьма существенной для развития петрографии этих исключительно важных в практическом отношении образований.

**Соподчинение подразделений.** Гидротермальная деятельность в целом представляет собой геологическое явление, свойственное подвижным областям континентальной коры, в отличие от ее стабильных платформенных областей, хотя существуют и некоторые исключения. В развитии подвижных областей [Е. Д. Карпова, 1968 и др.] проявляется два сравнительно самостоятельных этапа: геосинклинальный и сводово-глыбовый. Последний может развиваться не только зависимо (орогенные, позднеорогенные этапы), но и независимо от предыдущего (этапы тектоно-магматической активизации). Каждый из этих этапов характеризуется вполне самостоятельной гидротермальной деятельностью (гидротермальным циклом) и соответственно специфической металлогенией. Производными каждого гидротермального цикла являются ряды гидротермально-метасоматических формаций направленного развития. Гидротермальная деятельность или гидротермальный цикл подразделяются на этапы, соответствующие проявлению геологически обособленного гидротермального процесса, производной которого является региональная гидротермально-метасоматическая формация. Гидротермальный процесс может быть разделен на стадии, каждая из которых представляет собой ограниченный физико-химическими параметрами петрогенетический процесс, т. е. процесс образования гидротермальных пород или локальных метасоматических формаций. В рамках петрогенетического процесса выделяются импульсы минералообразования, выражающие последовательность выделения минералов в парагенезисах.

В табл. 1 показано соподчинение рассмотренных выше понятий. При этом гидротермальная деятельность как геологическое явление, отвечающее типу геотектонического развития подвижной

Таблица 1

Соподчинение гидротермально-метасоматических подразделений

Уровень	Процесс	Временная характеристика	Вещественное выражение
4	Гидротермальная деятельность	Гидротермальный цикл	Ряд региональных метасоматических формаций
3	Гидротермальный (формационно-образующий)	Этап гидротермальной деятельности (цикла)	Региональная метасоматическая формация (РМФ)
2	Петрогенетический	Стадия гидротермального процесса (этапа)	Локальная метасоматическая формация (ЛМФ), гидротермальная порода
1	Минералообразование	Импульс петрогенетического процесса (стадии)	Зона метасоматической колонки, гидротермальный минерал

области, подразделяется на гидротермальные процессы трех уровней: а) образование РМФ — гидротермальный процесс как таковой; б) образование гидротермалитов и ЛМФ — петрогенетический процесс; в) образование минералов или отдельных зон метасоматической колонки — процесс минералообразования. Каждому процессу поставлены в соответствие временная характеристика и вещественное выражение. В дальнейшем изложении перечисленные термины употребляются без дополнительных разъяснений.

В данной главе мы не останавливались на дискуссионных вопросах рассмотренной системы понятий и терминов, а лишь определили, по возможности однозначно, позицию авторов. Обоснования основных элементов этой позиции приводятся в соответствующих разделах книги.

**Подразделения гидротермальных минералов.** Среди известных в настоящее время около 2000 минеральных видов большинство может быть сформировано в ходе гидротермально-метасоматических процессов, а многие образуются только в результате гидротермальной деятельности. По вещественному составу гидротермальные минералы можно подразделить на три группы, обычно не выделяемые в минералогии, но весьма важные для изучения гидротермально-метасоматических образований.

Первую группу составляют минералы наиболее широко распространенных в земной коре химических элементов (K, Na, Mg, Fe, Al, Si, O, H). Это преимущественно силикаты и алюмосиликаты, а также окислы кремния, железа, алюминия. Степень концентрации вещества в этих минералах, если ее оценивать отношением содержания элемента в минерале к его содержанию в земной коре, не превышает 100, а часто составляет лишь первые единицы. Минералы данной группы доминируют не только в составе земной коры в целом, но и среди гидротермально-метасоматических образований. Обычно они имеют сквозное распространение от узлокальных внутренних зон вплоть до наиболее обширных внешних зон слабых изменений, создавая единый фон гидротермально-метасоматического преобразования. Поэтому гидротермальные минералы первой группы могут быть названы фоновыми. Во внешних зонах изменения фоновые минералы являются преобладающими в составе гидротермально-метасоматических образований и на этом основании могут рассматриваться как минералы внешних зон. Однако чаще они определяют

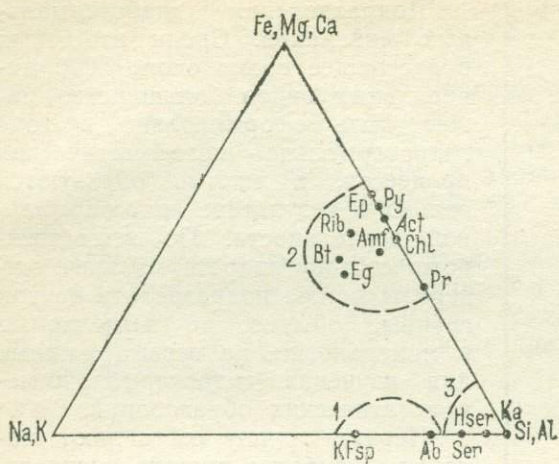


Рис. 1. Диаграмма состава наиболее распространенных гидротермальных минералов.

1 — минералы полевошпатовой группы; 2 — темноцветные минералы; 3 — минералы кварц-светлослюдистой группы.

состав и внутренних зон, лишь частично вытесняясь гидротермальными минералами других групп. Поэтому в основу систематики гидротермалитов положен состав главным образом фоновых минералов.

На треугольной диаграмме составов (рис. 1) в координатах Si, Al; K, Na; Fe, Mg, Ca наиболее распространенные минералы рассматриваемой группы образуют три сравнительно изолированных поля: 1) полевых шпатов, 2) темноцветных минералов, 3) светлых калиевых слюд, глинистых минералов, кварца (кварц-светлослюдистое поле). Это положение в дальнейшем используется для количественно-минералогической характеристики гидротермалитов и разделения их на кварц-светлослюдистые, темноцветные и полевошпатовые.

Минералы второй группы выделяются по наличию в их составе элементов средней распространенности, содержание которых в земной коре составляет десятые, сотые, тысячные доли процента (Li, Rb, Sr, Ba, Mn, Zr, Ti, Cr, P, V, S, B, C, Cl, F). Это разнообразные фосфаты, ванадаты, сульфаты, бораты, карбонаты, сульфиды, хлориды и фториды, а также окислы и силикаты перечисленных выше и более распространенных элементов. Степень концентрации вещества в этих минералах значительно выше 100 и достигает первых тысяч. Характерной особенностью минералов второй группы является то, что они обычно отражают геохимическую специализацию внутренних рудных зон по набору элементов-примесей или другим структурно-вещественным особенностям. В гидротермально-метасоматической зональности минералы второй группы занимают вполне определенное положение. Во внешних зонах они встречаются в виде редких и мелких аксессуариев и достигают порообразующего значения лишь в околорудных ореольных зонах. Поэтому с некоторой долей условности их можно назвать минералами околорудных зон или ореольными минералами.

Это не значит, что минералы данной группы отсутствуют или не концентрируются в наиболее внутренних рудных зонах. Нередко они являются самостоятельными полезными ископаемыми, так же как и некоторые минералы первой группы, но наряду с этим они повсеместно выступают как индикаторы ореольных зон. Особая роль в этом отношении принадлежит, например, минералам фосфора (апатитизация), серы (пиритизация), бора (турмалинизация), углерода (карбонатизация), хлора (скаполитизация), фтора (флюоритизация) и т. п., которые отражают не только степень концентрации вещества, но и анионный состав действовавших растворов. Большое индикаторное значение имеют также и минералы других элементов средней распространенности, которые тонко реагируют на изменение физико-химических параметров гидротермального процесса (литиевые слюдки, стронций-бариевые, железо-марганцевые отношения в минералах, полиморфные модификации циркона и т. п.). В этой связи ореольные минералы, встречающиеся даже в незначительных количествах в составе гидротермалитов, важны для их правильной диагностики.

Третья группа объединяет гидротермальные минералы, имеющие в своем составе в качестве конституционных компонентов химические элементы малой распространенности, содержание которых в земной коре составляет первые тысячные и более мелкие доли процента (Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Ag, Au, Cd, Bi, Hg, Sb, As, Be, Th, Mo, U, Nb, Sn, Ta, W, Se, Te, Cs). Это разнообразные сульфиды, окислы, сульфосоли и другие соединения, разнообразие и число которых максимальны, но природная распространенность крайне невелика. Концентрация вещества в этих минералах превышает  $10^4$  и достигает  $10^8$ , что предопределяет для их появления и накопления максимальную интенсивность или длительность процессов концентрирования. Поэтому значительные скопления таких минералов обнаруживаются в наиболее внутренних зонах гидротермально-метасоматической зональности, которые в таком случае выделяются как рудные. В ореольной и внешней зонах эти минералы встречаются лишь в виде мелких и редких акцессорных включений.

Если представления о руде носят сугубо экономический характер, то названия «рудный минерал», «рудный элемент» имеют в большей степени геохимический смысл, но неточно определенный. Почти все минералы перечисленных в данном пункте элементов принято называть рудными, но, кроме того, так же называют и некоторые (единичные) минералы второй и даже первой групп. В дальнейшем изложении под термином рудные минералы будем понимать только минералы третьей группы.

Гидротермальные минералы выделенных групп, подразделенные на фоновые, ореольные и рудные, имеют не только существенно разное положение в гидротермальном процессе, но и изучаются различными методами. Абсолютное большинство минералов первой и второй группы поддаются диагностике в прозрачных петрографических шлифах, в то время как минералы третьей



группы в основном непрозрачны и изучаются методами минералогии. При этом минералы первой и отчасти второй группы являются ординарными геологическими образованиями, встречающимися хотя бы в незначительных количествах почти в каждом петрографическом шлифе, а минералы третьей группы в доступных для рядовых микроскопических наблюдений формах обнаруживаются значительно реже. Таким образом, фоновые и ореольные гидротермальные минералы в основном являются объектами наблюдения, а рудные минералы — объектами поисков.

**Формы выделения.** Гидротермальные минералы имеют главным образом эпигенетические формы выделения, которые подразделяются на псевдоморфные, наследуемые от замещенных минеральных и других тел, и автоморфные — собственные.

Различают три вида псевдоморфоз: а) гомоосевые, монокристалльные; б) агрегатные мономинеральные; в) агрегатные полиминеральные. Образование псевдоморфоз является одним из главных отличительных признаков эпигенетической минерализации. Г. Л. Поспелов [1973] подчеркивал, что необходимым условием псевдоморфизма является наличие избыточных напряжений в граничном слое твердой фазы, что возможно только в зоне упругих деформаций горных пород при сохранении их жесткого каркаса и невозможно в зоне пластических деформаций, где вещество приобретает литофлюидитное состояние. Псевдоморфизм предусматривает химическую избирательность замещения, сохранение объема при замещении и соблюдение других основных правил метасоматоза.

Автоморфные выделения отличаются большим разнообразием, но среди них особое место занимают агрегаты свободного роста, выполняющие трещины, миндалины и другие пустоты в ранее сформированных породах. Наиболее характерными из них являются друзитовые и параллельно-шестоватые выделения с признаками геометрического отбора, однозначно указывающего на свободный рост кристаллов. В качестве агрегатов свободного роста могут быть встречены сферолитовые и концентрически-зональные образования, которые, как и параллельно-шестоватые агрегаты, в отличие от сходных метасоматических образований имеют зоны геометрического отбора. Очевидно, что агрегаты свободного роста, как и псевдоморфозы, могут формироваться лишь в толщах горных пород, сохранивших жесткий структурный каркас, где возможно существование пустот и замещение более плотных минералов менее плотными. Кроме агрегатов свободного роста в качестве автоморфных эпигенетических выделений отмечают метасоматические сферолитовые, оксиолитовые, концентрически-зональные агрегаты и другие закономерные сростания (графические, пойкилобластические и др.). Весьма характерны порфиробласты, а также незакономерные скопления идео- и ксенобластов, особенно при замещении более мелкозернистого субстрата. Однако эти формы выделения могут возникать не только при эпигенетическом минералообразовании.

В качестве примеров минералообразования, которое не следует относить к эпигенетическому, отметим: а) магматическую кристаллизацию с предварительным расплавлением исходных пород; б) образование роговиков с тепловым разрушением структур ранее существовавших пород; в) метаморфическую кристаллизацию в условиях пластических деформаций (раздавливание исходных пород); г) минералообразование в условиях предварительной дезинтеграции пород на земной поверхности. Отличительным признаком перечисленных неэпигенетических процессов является отсутствие или крайняя редкость промежуточных состояний, т. е. сосуществование в едином локальном объеме (в шлифе или штуде) исходной и новообразованной минерализации. Наоборот, для эпигенетического минералообразования, протекающего под влиянием просачивающихся газово-жидких растворов, типичны сочетания реликтовых и новообразованных минералов в самых разнообразных пропорциях. Как подчеркивал Д. С. Коржинский [1970 г., с. 15], «...в метасоматических породах не может быть устойчивых количественных соотношений между реликтовыми минералами и продуктами их замещения». Таким образом, отличительными признаками форм проявления эпигенетической минерализации являются: а) псевдоморфозы, б) агрегаты свободного роста, в) неравномерное распределение в исходных породах.

В большинстве случаев при изучении петрографических шлифов выявление эпигенетической минерализации, оценка форм ее нахождения, ассоциативности и точная диагностика не представляют серьезных затруднений. В более сложных вариантах эпигенетические минералы могут быть спутаны с сингенетическими (например, полевые шпаты в изверженных породах, эпидот в метаморфических, серицит в осадочных породах и т. п.) или с акцессорными минералами.

Таким образом, в абсолютном большинстве случаев за пределами локальных рудных и околорудных зон первая задача изучения гидротермально-метасоматических образований заключается в выявлении и точной диагностике всех эпигенетических минералов, многие из которых при дальнейшем изучении могут оказаться гидротермальными.

**Диагностика гидротермальных минералов.** В приложении приводится диагностическая таблица наиболее распространенных минералов первой и второй группы, которые могут быть определены в петрографических шлифах. Охарактеризовано 84 минерала (виды, разновидности и некоторые группы), что позволяет охватить главное разнообразие гидротермально-метасоматических образований, кроме рудных минералов, определению которых посвящены специальные минералогические пособия. Диагностическая таблица сопровождается ключевым графиком в координатах «преломление—двупреломление» (см. рис. 24), на котором показана вся совокупность перечисленных в таблице минералов с указанием степени их окрашенности в шлифах и рядов с переменными кристаллооптическими свойствами. Номера минералов на

графике и в таблице совпадают. Кроме того, в указателе к диагностической таблице все минералы, отмеченные в этой таблице, даны в алфавитном порядке.

Диагностическая таблица имеет справочный характер: 1) она объединяет совокупность наиболее распространенных минералов, которые могут образовываться в гидротермальных условиях; 2) приведены главные кристаллооптические константы, необходимые для диагностики минералов данной совокупности, которая особо не ограничена в других справочниках; 3) отмечены сходные по кристаллооптическим свойствам гидротермальные минералы; 4) перечислены гидротермалиты, в которых встречается данный минерал; 5) описаны характерные формы выделения минералов в качестве гидротермальных образований.

Таким образом, диагностическая таблица и ключевой график дают конкретное представление об исходном объекте изучения, выделение и точное микроскопическое определение которого является необходимым условием достоверности и надежности последующих построений.



## ГЛАВА

### АССОЦИАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Опыт изучения гидротермально-метасоматических образований в наиболее полном объеме их проявления (с учетом слабопроявленных гидротермалитов) приводит к выводу о существовании ограниченного и сравнительно небольшого числа статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов широкого распространения. В отличие от них локально проявленные минеральные ассоциации рудных зон оказываются значительно более разнообразными и менее устойчивыми.

Под статистической устойчивостью минеральных ассоциаций понимается повторяемость одних и тех же наборов гидротермальных минералов в многочисленных пунктах наблюдения с приблизительным сохранением количественных соотношений, размеров кристаллических индивидов, форм выделения и сочетания минералов между собой, т. е. многократная совместная встречаемость одних и тех же минералов с повторяющимися структурными соотношениями. Следует подчеркнуть, что понятие о статистической устойчивости минеральных ассоциаций не тождественно понятию о физико-химическом равновесии (физико-химической устойчивости) минералов единого гидротермального парагенезиса. Многие статистически устойчивые ассоциации оказываются равновесными в физико-химическом отношении. Такие ассоциации будем называть простыми, однородными. Другие ассоциации с физико-химических позиций оказываются неравновесными, но являются столь же статистически устойчивыми. Их будем называть сложными, неоднородными.

Как известно, на состав гидротермально-метасоматических минеральных ассоциаций существенное

влияние оказывает состав замещаемых горных пород. Это положение, хотя и является бесспорным, часто понимается гипертрофированно. В составе континентальных блоков земной коры резко преобладают кислые, средние и основные алюмосиликатные породы, составляющие более 95 % от объема этих блоков. Небольшие вариации химического состава пород данного диапазона не оказывают существенного влияния на состав и грубые количественные соотношения гидротермально-метасоматических продуктов их замещения. Значительные изменения в составе новообразований возникают при вовлечении в ореолы гидротермально-метасоматического изменения ультраосновных, карбонатных пород, кварцитов и некоторых других. Возникающие в этих породах ассоциации гидротермальных минералов во многом своеобразны и, в общем, являются относительно редкими, как и сами породы, по которым они развиваются. В данной главе рассматриваются доминирующие в земной коре статистически устойчивые ассоциации гидротермальных минералов, встречающиеся среди алюмосиликатных пород кислого, среднего и основного состава различного происхождения (магматического, осадочного, метаморфического). Аналоги этих ассоциаций, возникающие в породах существенно иного состава, будут охарактеризованы в гл. IV в рамках локальных метасоматических формаций.

В результате регионального изучения и специального картирования гидротермально-метасоматических образований в различных структурно-формационных зонах земной коры (главным образом в фанерозойских подвижных областях) установлены три ведущие группы статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов: 1) кварц-светлослюдистая, 2) темноцветная, 3) полевошпатовая.

### **Группа кварц-светлослюдистых ассоциаций**

Типоморфными минералами данной группы являются кварц, светлые калиевые слюды (мусковит, серицит, гидросерицит), глинистые минералы (каолинит, диккит, монтмориллонит) и их смешаннослойные разновидности. Под микроскопом мусковит, серицит и гидросерицит достаточно уверенно различаются двупреломлением, размерами кристаллических индивидов и частично формами выделения (табл. 2; приложение), что позволяет диагностировать три ведущие ассоциации: кварц-гидросерицитовую, кварц-серицитовую и кварц-мусковитую. Каждой из перечисленных сравнительно простых однородных ассоциаций соответствует статистически устойчивая неоднородная ассоциация со своими структурно-вещественными особенностями (табл. 2).

1. Кварц-гидросерицитовая ассоциация может содержать глинистые и смешаннослойные минералы в переменных количествах вплоть до полного вытеснения гидросерицита. Чаще характерен полиминеральный состав ассоциации, но при полном замещении

Таблица 2

## Минеральные ассоциации кварц-светлослюдистой группы

Ряды ассоциаций, их структурные и вещественные особенности			Ассоциации	
Структуры	Размеры, мм, и дупреломление слюд	Высокоглиноземистые минералы	Однородные псевдоморфного облака	Неоднородные псевдоморфно-автоморфного облака
I. Скрыто-, мелкокристаллические	$\frac{\text{HSer}}{< 0,001}$ $\frac{0,003 - 0,01}{}$	Ka	1. Q + HSer + Ka Аргиллизитовая Ap	2. Q + HSer + (Chl + Cc + Ab) Гидросерицит-березитовая Bг
II. Мелко-, среднекристаллические	$\frac{\text{Ser}}{0,01 - 0,1 n}$ $\frac{0,01 - 0,03}{}$	Aln	3. Q + Ser Вторичнокварцитовая Bк	4. Q + Ser + (Chl + Cc + Ab + KFsp) Серицит-березитовая Bс
		Crn And	Q + Ser + Ka Каолинит-вторичнокварцитовая Bк <sub>1</sub>	
III. Средне-, крупнокристаллические	$\frac{\text{Ms}}{> 0,1}$ $\frac{0,030 - 0,054}{}$	Top	5. Q + Ms Грейзеновая Gr	6. Q + Ms + (Fsp + Chl + Cc) Березит-грейзеновая Bм

исходных пород иногда образуются существенно глинистые метасоматиты (агальматолиты), гидросерицитолиты, еще реже моно-кварцевые, халцедоновые, опаловые обособления (опалиты). В качестве характерных второстепенных и акцессорных минералов отмечаются хлорит, барит, диаспор, алунит, гематит, пирит, флюорит и др. Среди разнообразных форм выделения ведущих минералов типоморфны сферолитовые и концентрически-зональные агрегаты, «червячковые» кристаллики каолинита, бесструктурные тонкодисперсные полиминеральные скопления псевдоморфного и автоморфного облика. В целом преобладают скрыто-мелкокристаллические структуры с соразмерными индивидами и близкими количественными соотношениями главных минералов. Полнопроявленные агрегаты такого состава и строения принято называть аргиллизитами Ар, а соответствующую статистически устойчивую минеральную ассоциацию — аргиллизитовой, петрография которых рассмотрена во многих работах [Наковник Н. И., 1957 г.; Волостных Г. Т., 1972 г.; Schwarts G. M., 1956; Loving T. S., Shepard A. O., 1960, и др.].

Разновидности аргиллизитов могут быть выделены как по преобладанию основных пороодообразующих минералов (каолинитовый, гидросерицитовый, кварцевый аргиллизит), так и по повышенным содержаниям ореольных и рудных минералов (флюоритовый, пиритовый, или пиритсодержащий, рудный, молибденитсодержащий и т. п. аргиллизит). Существенно отличные по составу и строению производные процесса аргиллизации будем именовать аргиллизитоидами (см. гл. IV) с уточнением их минерального состава или с введением нового названия.

2. Кварц-гидросерицитовая ассоциация с более поздними выделениями хлорита, карбоната, иногда полевых шпатов может быть рассмотрена и как разновидность предыдущей ассоциации, и как самостоятельная статистически устойчивая ассоциация гидротермальных минералов. В обоих случаях на фоне кварц-гидросерицитовых агрегатов со скрыто-мелкокристаллической структурой фиксируются струйчатые, прожилковые или идиобластические обособления столь же мелкокристаллических серицита, хлорита, карбоната, альбита, реже калишпата; кроме кальцита из карбонатов часто отмечаются анкерит, реже сидерит. В качестве типоморфной примеси могут присутствовать тонкодисперсный пирит и другие часто колломорфные сульфиды, например иордизит. В полнопроявленных метасоматитах данного состава отмечается тенденция к накоплению кварца и к появлению карбонатных жил и прожилков с хлоритом, иногда с альбитом. В качестве самостоятельных гидротермально-метасоматических образований такие проявления описаны под названием березитов [Омельяненко Б. И., 1966 г.; Шер Д. С., Лайпанов Х. Х., Нагорная Т. В., 1974 г., и др.]. Однако имеется существенная разница между этими березитами, хорошо известными авторам по личным наблюдениям, и более крупнокристаллическими метасоматитами, описанными впервые на Березовском месторождении. Поэтому гидро-

термалиты с перечисленными структурно-вещественными признаками будем называть березитами гидросерицитовыми Бг, а соответствующую статистически устойчивую минеральную ассоциацию — гидросерицит-березитовой ассоциацией или эпипородой. В тех случаях, когда признаки отличия этой ассоциации от аргиллизитовой проявлены менее выразительно или изучены недостаточно, видимо, можно говорить об аргиллизит-березитовых или березит-аргиллизитовых ассоциациях.

Разновидности гидросерицитовых березитов выделяются по преобладанию сопутствующих минералов (хлоритовые, карбонатные, альбитсодержащие березиты гидросерицитовые) или по приобретению пороодообразующего значения ореольными и рудными минералами (пиритовый, иордизитсодержащий и т. п. березит гидросерицитовый). Естественно, что такая номенклатура не очень удобна, но до введения особого видового обозначения гидросерицитовых березитов ее рационально придерживаться, так как петрографические различия березитов, объединяемых ныне одним названием, столь же значительны, как и отличия аргиллизитов от вторичных кварцитов.

3. Кварц-серицитовая ассоциация в качестве характерных минералов может содержать каолинит, пиррофиллит и другие глинистые минералы, а также диаспор, андалузит, корунд, алунит и более редкие джумортьерит, лазулит, зунит. В виде аксессуариев отмечаются рутил, бесцветный турмалин, пирит, барит и другие минералы (главным образом сульфиды). В полнопроявленных метасоматитах обычно преобладает кварц с переменной примесью серицита. Для данной ассоциации характерными являются мелко-среднекристаллические структуры с индивидуализированными чешуйками серицита (до мусковита), нередко образующими пойкилитовые включения в гранобластовых агрегатах кварца. Из других профилирующих форм выделения следует отметить агрегатные мономинеральные псевдоморфозы мозаичного кварца по фенокристаллам полевых шпатов, пластинчатые выделения каолинита, отсутствие сферолитовых и концентрически-зональных сростаний, скопления серицита не только в первичном плагиоклазе, но и в калишпате. Даже при полном замещении исходных пород нередко сохраняется теневой рисунок первичных петрографических структур (главным образом порфириновых). Метасоматиты с отмеченными структурно-вещественными признаками получили наименование вторичных кварцитов Вк [Наковник Н. И., 1954 г., 1968; Коржинский Д. С., 1955; Власов Г. М., 1964 г.; Сухов В. И., 1967; Гогишвили В. Г., Ротман И. П., Абашидзе К. И., 1966 г.; Радонова Т. Г., Велинов И. А., 1974; Петраченко Р. И., 1974 и др.]. Соответствующие вторичным кварцитам статистически устойчивые ассоциации будем называть вторичнокварцитовыми ассоциациями или эпипородами.

Среди наиболее распространенных разновидностей вторичных кварцитов и отвечающих им ассоциаций выделяются каолинит-серицитовая (с характерными пластинчатыми обособлениями



каолинита) и мусковит-серицитовая (табл. 2). В качестве менее распространенных разновидностей могут быть отмечены корундовые, алунитовые, пирофиллитовые, диаспоровые, андалузитовые, турмалинсодержащие и т. п. вторичные кварциты, а также разновидности, выделенные по повышенному количеству одного из ореольных или рудных минералов, например пиритовый, баритовый, молибденитсодержащий и т. п. вторичный кварцит. В качестве вторичных кварцитоидов могут быть отмечены существенно андалузитовые, серицитовые, пирофиллитовые, алунитовые, диаспоровые и другие бескарцевые или бессерицитовые разновидности с близкими к вторичным кварцитам формами выделения и размерами кристаллических индивидов.

4. Кварц-серицитовая ассоциация с подчиненным хлоритом, карбонатом и полевыми шпатами (преимущественно калишпатом) по структурно-вещественным особенностям близка к уже рассмотренным гидросерицитовым березитам, от которых отличается более крупнокристаллическими структурами, отсутствием гидросерицита, широким распространением крупночешуйчатого серицита, нередко переходящего в мусковит, и рядом других вещественных и структурных особенностей. Так же как и у гидросерицитовых березитов, для ассоциаций данного состава характерно проявление более поздних выделений хлорита (особенно их железистых разновидностей), карбоната (главным образом сидерита), полевых шпатов и серицита, развивающихся в виде прожилковых, шнуровидных и подобных им по морфологии обособлений среди мелко-среднекристаллических лепидо-гранобластовых агрегатов кварца и серицита (нередко фенгита). В качестве типоморфной примеси могут присутствовать пирит, барит, флюорит, гематит, магнетит, турмалин, биотит, лейкоксен, рутил и другие минералы.

Для полнопроявленных метасоматитов данного состава типично наличие монокварцевых ядер, а также кварц-карбонатных, кварц-хлорит-карбонатных средне-крупнокристаллических прожилковых агрегатов и жил с примесью пирита и реже турмалина. Впервые такие гидротермально-метасоматические образования были описаны на Березовском золоторудном месторождении [Бородаевский Н. П., Бородаевская М. Б., 1947 г.]. В настоящее время они также хорошо изучены и на многих других мезотермальных месторождениях СССР, где их принято именовать березитами [Курек Н. И., Курек А. И., 1954 г.; Бородаевский Н. П., 1960; Казыцын Ю. В., 1970 г., 1972; Шер Д. С., Лайпанов Х. Х., Нагорная Т. В., 1974 г. и др.]. В отличие от гидросерицитовых березитов, характерных для эпитермальных месторождений, гидротермалиты вышеперечисленного состава и строения будем называть березитами серицитовыми Бс, а соответствующую статистически устойчивую ассоциацию — серицит-березитовой ассоциацией или эпипородой.

Наиболее типовыми отличительными особенностями гидротермалитов этого вида от березитов гидросерицитовых является наличие в них примеси турмалина, калишпата, иногда биотита, при-

сутствие высокопреломляющих разностей карбоната (сидерита), выделения хорошо ограненного пирита. Наиболее широко распространены калишпатовая, сидеритовая, биотитовая, турмалиносодержащая, пиритсодержащая и другие разновидности серицитовых березитов. Так же в ранге разновидностей серицитовых березитов могут быть рассмотрены серицитолиты—гидротермалиты близкого к серицитовым березитам состава с характерной сланцеватой текстурой, получившие в отдельных районах местные названия, например «амдермит» [Виттенбург П. В., 1940 г.]. Среди серицитовых березитоидов в первую очередь следует отметить кварц-фуксит-карбонатные серицитсодержащие метасоматиты (листвениты), а также хлорит-турмалиновые, хлоритовые, хлорит-карбонатные, серицит-карбонатные и другие моно- и биминеральные гидротермалиты, тесно ассоциирующие с серицитовыми березитами и обладающие однотипными с ними формами выделения и размерами минеральных агрегатов.

5. Кварц-мусковитовая ассоциация, характеризующаяся примерно близким количественным соотношением новообразований мусковита и кварца, в качестве второстепенных минералов может включать в свой состав литиевые слюды (лепидолит, циннвальдит), высокожелезистый биотит—сидерофиллит, а также крупночешуйчатый серицит. Типоморфной примесью являются топаз, флюорит, турмалин, берилл, еще реже отмечаются фенакит, берtrandит, андалузит, силлиманит (фибролит), гранат, фаялит и ряд других более редких и рудных минералов. Кварц и мусковит образуют лепидогранобластовые средне-крупнокристаллические агрегаты. Характерно развитие гомоосевых псевдоморфоз мусковита по биотиту, агрегатных псевдоморфоз мусковита по плагноклазу, наличие короткопрожилковых выделений и незакономерных скоплений кварца. Особенно типично присутствие зональных прожилков с обособлениями мусковита вдоль зальбандов, параллельношестоватыми выделениями кварца и редкими зернами флюорита или других ореольных минералов. В целом гидротермалиты данного состава имеют автоморфно-псевдоморфный облик, который, хотя и менее четко, чем у вторичных кварцитов, но все же достаточно хорошо сохраняет структурный рисунок исходных пород. Полнопроявленные агрегаты такого состава и строения принято называть грейзенами Гр [Щерба Г. Н., 1968 г.; Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971; Jones W. R., 1925 г.; Ahlfeld F., 1958 г.; Stemprok M., 1965, и др.]. Соответствующие статистически устойчивые ассоциации будем называть грейзеновыми.

Среди грейзенов и грейзеновых ассоциаций наиболее характерными разновидностями являются кварцевая, мусковитовая, топазовая, турмалиновая, флюоритовая, биотитовая. Гигантозернистые разновидности грейзенов получили специальное название штокшайдеров [Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971], а грейзены с железистой слюдой (циннвальдитом, биотитом) — цвиттеров [Метасоматические цвиттеры..., 1974]. В качестве

наиболее типичных грейзеноидов могут быть отмечены кварц-топазовые, топаз-мусковитовые, флюорит-слюдяные, биотит-полевошпат-флюоритовые, карбонат-флюорит-слюдяные и другие существенно бескварцевые или безмусковитовые минеральные парагенезисы с близкими к грейzenам формами выделения и структурами.

6. Кварц-мусковитовая ассоциация с подчиненными и более поздними полевыми шпатами, реже карбонатом и хлоритом, в петрографическом отношении изучена недостаточно полно. По структурно-вещественным признакам эта ассоциация близка к только что рассмотренным грейзеновым парагенезисам, от которых отличается появлением на фоне развития средне-крупнокристаллических лепидогранобластовых агрегатов кварца и мусковита короткопрожилковых более поздних выделений полевых шпатов (особенно калишпата), реже хлорита и карбоната. Данную ассоциацию важно отличать от собственно грейзеновой, для которой тоже иногда характерно присутствие калишпата, но более раннего по времени образования, чем мусковит. В рамках полнопроявленных грейзеновых тел грейзеновые ассоциации с наложенным калишпатом и железо-магний-кальциевыми минералами не представляют труда для выделения и обычно рассматриваются как фациальные разновидности грейзенов. В слабопроявленном виде данная ассоциация по структурно-вещественным признакам близка к березитовым ассоциациям и поэтому может быть названа мусковит-березитовой Бм или березит-грейзеновой.

### **Группа темноцветных ассоциаций**

Типоморфными минералами ассоциаций данной группы являются обычно темноокрашенные железо-магний-кальциевые силикаты и алюмосиликаты: цоизит, клиноцоизит, эпидот, пренит, пумпеллит, а также пироксены, амфиболы и хлориты, в ряду которых степень гидратированности минералов возрастает от цоизита к пумпеллиту и от пироксенов к хлоритам (табл. 3; приложение). Эти минералы образуют три ведущие сравнительно простые однородные ассоциации: хлорит-эпидотовую, актинолит-эпидотовую и эпидот-амфибол-пироксеновую, каждой из которых отвечает статистически устойчивая более сложная полевошпатсодержащая ассоциация со своими структурно-вещественными параметрами (табл. 3).

7. Хлорит-эпидотовая ассоциация характеризуется переменным соотношением ведущих минералов вплоть до полного исчезновения эпидота при возрастающей роли постоянной примеси серицита и появлении цеолитов (главным образом, их кальциевых разновидностей). Кроме серицита и цеолитов нередко отмечается карбонат, кварц, пренит, пумпеллит, содалит и серпентин. Типоморфными аксессуориями являются лейкоксен, магнетит, апатит и пирит. Для данной ассоциации весьма характерны псевдоморфные выделения ведущих минералов, в том числе агрегатные полиминеральные псевдоморфозы по плагиноклазу, а также монокристалльные

Таблица 3

Минеральные ассоциации темноцветной группы

Ряды ассоциаций, их структурные и вещественные особенности					Ассоциации	
Структуры	Степень гидратированности железо-кальций-магнелиевых минералов	Железистость эпидота	Железо-кальций-магнелиевые минералы	Преимущества выделения	Однородные псевдоморфного облика	Неоднородные автоморфно-псевдоморфного облика
I. Скрыто-, мелкокристаллические	↑	↑	Chl	Псевдоморфные	7. Ep + Chl Хлорит-пропилитовая Пх	8. Ep + Chl + Fsp Полевошпат-хлорит-пропилитовая Ппх Ep + Chl + Ab   Ep + Chl + KFsp Альбит-хлорит-пропилитовая Ппх <sub>1</sub>   Калишпат-хлорит-пропилитовая Ппх <sub>2</sub>
II. Мелко-, среднекристаллические			Act		9. Ep + Act Актинолит-пропилитовая Па	10. Ep + Act + Fsp + (Bt) Полевошпат-актинолит-пропилитовая Ппа Ep + Act + Ab   Ep + Act + KFsp Альбит-актинолит-пропилитовая Ппа <sub>1</sub>   Калишпат-актинолит-пропилитовая Ппа <sub>2</sub>
III. Средне-, крупнокристаллические			Pu	Автоморфные	11. Pu + (Gr) + Amf + (Ep) Скарновая Ск Pu + (Gr) + Act + (Ep)   Dip + Shp + For Известково-скарновая Ск <sub>1</sub>   Магнезиально-скарновая Ск <sub>2</sub>	12. Pu + (Gr) + Amf + (Ep) + Fsp Полевошпат-скарновая Скп Amf + Pu + Ab (KFsp)   Amf + Pu + KFsp (Ab) Плагноклаз-скарновая Скп <sub>1</sub>   Калишпат-скарновая Скп <sub>2</sub>

гомоосевые и мономинеральные агрегатные псевдоморфозы по темноцветным минералам. Типичны миндалины в эффузивах и микропрожилковые выделения. В целом преобладают скрыто-мелкокристаллические размеры минеральных индивидов. Даже при полном замещении исходных пород новообразованиями этой ассоциации обычно сохраняется теневой рисунок первичных петрографических структур (особенно порфировых структур в вулканитах). Такие гидротермалиты принято называть пропилитами [Коржинский Д. С., 1948 г., 1955; Василевский М. М., 1973; Иванов С. Н., Нечеухин В. М., 1969; Русинов В. Л., 1972; Coats R., 1940 г.; Burbank W. S., 1960, и др.].

По современным представлениям пропилиты обладают большими вариациями состава. Так, Д. С. Коржинский [1955] выделяет хлорит-эпидотовую и актинолит-эпидотовую фации пропилитов, подчеркивая, что каждая из них может содержать или не содержать полевые шпаты. Это положение полностью совпадает с анализом статистически устойчивых ассоциаций эпигенетических минералов. Возникает необходимость выделения целого семейства пропилитовых ассоциаций, в числе которых рассмотренную выше ассоциацию будем именовать хлорит-пропилитовой, а соответствующие полнопроявленные метасоматиты — хлоритовыми пропилитами Пх.

К наиболее характерным разновидностям хлоритовых пропилитов и хлорит-пропилитовых ассоциаций относится пренитовая, пумпеллиитовая, цеолитовая, серицитовая и др., а также разновидности, выделяемые по повышенным количествам одного из акцессорных минералов (например, апатит или лейкоксеносодержащий пропилит хлоритовый или хлорит-пропилитовая ассоциация). В качестве наиболее типоморфных пропилиитоидов здесь могут быть рассмотрены эпидозиты, представляющие собой сочетание землистого мелкокристаллического эпидота с небольшой примесью кварца и хлорита, а также моно- и полиминеральные ассоциации железо-магний-кальциевых минералов при отсутствии эпидота (например, хлорит-пренитовые, пумпеллиит-пренитовые, пренит-карбонатные, цеолитовые, цеолит-хлоритовые и другие парагенезисы). Особо следует выделить карбонат-серицит-хлоритовую разновидность пропилиитоидов, сходную по составу с некоторыми разновидностями березитов, но отличающуюся от них примерно равными количественными соотношениями перечисленных минералов, их псевдоморфными выделениями и отсутствием более поздних, чем серицит, прожилковых обособлений хлорита и карбоната.

8. Хлорит-полевошпат-эпидотовая ассоциация помимо хлорита и эпидота в примерно равных с ними количественных соотношениях содержит щелочные полевые шпаты. Из полевых шпатов особенно типичен альбит, который присутствует в виде автоморфных выделений либо образует гомоосевые псевдоморфозы по плагиоклазу. Калишпат представлен ортоклазом и его водянопрозрачной разновидностью — адуляром. В качестве второстепенных

минералов в данную ассоциацию входят карбонат, пренит, реже серицит, серпентин, цеолит и содалит. Помимо кальциевых цеолитов здесь возможно появление также их калиевых и натриевых разновидностей. Аксессуары представлены флюоритом, пиритом, гематитом, магнетитом, лейкоксеном, апатитом и другими более редкими минералами.

Полнопроявленные метасоматиты характеризуются полиминеральным, реже биминеральным (эпидот-альбитовым, эпидот-калишпатовым) составом. Помимо доминирующего распространения псевдоморфных существенно скрыто-мелкокристаллических структур для данной ассоциации начинают играть большую роль также и автоморфные структуры. К ним относятся главным образом прожилковые зонально построенные агрегаты, в пределах которых полевые шпаты слагают краевые (призальбандовые) участки, а хлорит, эпидот и другие минералы — их центральные части. В отличие от вышерассмотренных хлоритовых пропилитов гидротермалиты данного состава и строения будем именовать полевошпат-хлоритовыми пропилитами Ппх, а соответствующую статистически устойчивую ассоциацию — полевошпат-хлорит-пропилитовой или эпипородой. Подразделение хлоритовых пропилитов на полевошпатовые и бесполевошпатовые согласуется с более ранними наблюдениями Д. С. Коржинского [1948 г.].

Среди наиболее распространенных разновидностей полевошпат-хлоритовых пропилитов и отвечающих им ассоциаций в зависимости от преобладания в их составе одного из щелочных полевых шпатов выделяются альбит-хлоритовая и калишпат-хлоритовая разновидности. Кроме этого, типоморфными разновидностями являются калишпат-пренитовая, карбонат-альбитовая, пумпеллиит-пренитовая и др. В ранге наиболее характерных пропилитоидов здесь могут быть отмечены альбит-цеолит-карбонатные, пренит-калишпатовые и другие существенно безэпидотовые гидротермалиты с типичными для пропилитов автоморфно-псевдоморфными структурами выделения минеральных индивидов. Видимо, в этой же рубрике должны рассматриваться ассоциации, содержащие в повышенных количествах натриевые и калиевые цеолиты.

9. Актинолит-эпидотовая ассоциация почти всегда содержит в переменных количествах более поздний хлорит, развивающийся по актинолиту (реже тремолиту или роговой обманке). Поэтому даже небольшое количество реликтовых зерен актинолита в сочетании с эпидотом и хлоритом указывает на развитие именно данной ассоциации, а не хлорит-эпидотовой. Кроме того, отличия обнаруживаются и в составе самого эпидота, который здесь часто оказывается менее железистым, нередко переходящим в клиноцоизит и цоизит. Из второстепенных минералов отмечаются серицит, кварц, иногда биотит, реже карбонат, пренит, пумпеллиит. Постоянно присутствует псевдоморфный альбит — продукт деанортизации первичного плагиоклаза. Аксессуары представлены

турмалином, пиритом, магнетитом, лейкоксеном и другими минералами. В целом преобладают псевдоморфные выделения минералов. Однако актинолит чаще образует идиобластические кристаллы. Помимо этого широким распространением пользуются прожилки, просечки и другие выполнения пустот. В строении прожилков, как правило, принимают участие более поздние, чем актинолит и эпидот, минералы — хлорит, пренит, карбонат и др.

Для данной ассоциации доминирующими являются средне-мелкокристаллические структуры, в основном сохраняющие облик исходных пород, но все же в меньшей степени, чем вышеописанные более мелкозернистые пропилитовые парагенезисы. Полнопроявленные метасоматиты такого состава и строения могут быть названы актинолитовыми пропилитами Па, а соответствующие статистически устойчивые ассоциации — актинолит-пропилитовыми. Разновидности актинолитовых пропилитов и актинолит-пропилитовых ассоциаций выделяются как по составу амфибола (тремолитовые, роговообманковые пропилиты), так и по преобладающему значению одного из второстепенных или аксессуарных минералов (цоизитовый, биотитовый турмалинсодержащий пропилит актинолитовый). Так же в качестве разновидности могут рассматриваться уралитовые пропилиты, характеризующиеся широким развитием псевдоморфоз спутанно-волоконистого амфибола по пироксену. В рамках данной ассоциации к пропили-тоидам относятся существенно амфиболовые парагенезисы с мелко-среднекристаллическими структурами и в целом типичными для пропилитов автоморфно-псевдоморфными выделениями.

10. Актинолит-полевошпат-эпидотовая ассоциация с подчиненным и более поздним хлоритом в переменных количествах может содержать цоизит, клиноцоизит, биотит, серицит, реже карбонат, пренит и другие минералы. Полевые шпаты, представленные главным образом калишпатом, реже альбитом, отмечаются в виде порфиробластических выделений и прожилков в ассоциации с эпидотом и актинолитом (нередко обыкновенной роговой обманкой или тремолитом). Из аксессуариев преобладают турмалин, флюорит, пирит, апатит, магнетит, лейкоксен и другие минералы.

Для данной ассоциации типоморфными являются среднекристаллические, реже мелко-среднекристаллические псевдоморфно-автоморфные структуры, характеризующиеся широким развитием и комбинацией ксено- и идиобластических выделений амфибола, появлением зонально построенных полиминеральных прожилков и возникновением поли- или мономинеральных агрегатных псевдоморфоз по первичным темноцветным минералам и полевым шпатам. Особенно типичны порфиробластические выделения калишпата в сочетании с полиминеральными псевдоморфозами альбит-эпидот-карбонатного состава по плагиоклазу, а также зонально построенные прожилки калишпата с эпидотом.

В отличие от вышерассмотренных актинолитовых пропилитов гидротермалиты данного состава и строения будем именовать пропилитами полевошпат-актинолитовыми Ппа,

а соответствующую статистически устойчивую ассоциацию — полевошпат-актинолит-пропилитовой. К наиболее широко распространенным разновидностям полевошпат-актинолитовых пропицитов относятся альбит-актинолитовая и калишпат-актинолитовая (табл. 3). Особое название получили выявленные в докембрийских толщах крупнокристаллические агрегаты альбита (66 %) и эпидота (31 %) с небольшой примесью других минералов — гельсинкиты.

В качестве разновидностей полевошпат-актинолитовых пропицитов, имеющих самостоятельное значение, могут быть рассмотрены полевошпат-амфибол-эпидотовые гидротермалиты, в состав которых вместо щелочноземельных амфиболов входят щелочные амфиболы, такие как рибекит, кроссит, чаще их тонковолокнистые разновидности: родусит и крокидолит. В этой ассоциации обычно присутствие эгирина, кварца и более поздних хлорита и карбоната. Из аксессуаров преобладают флюорит, апатит, гематит, циртолит и другие более редкие минералы.

Гидротермалиты данного состава и строения обычно тесно сопряжены в пространстве и во времени с более ранними существенно полевошпатовыми щелочноамфиболовыми образованиями и поэтому многими исследователями рассматриваются в рядах щелочных метасоматитов [Кушев В. Г., 1972; Казанский В. И., Омеляненко Б. И., Прохоров К. В., 1974 г., и др.]. С петрографических позиций по преобладанию темноцветных минералов их правильнее рассматривать в данной группе среди полевошпат-актинолитовых пропицитов и называть щелочноамфиболовыми пропилитами Пщ. Возможно, сюда же следует отнести выделенные Л. Л. Перчуком [1964 г.] кульпиты. В ранге пропицитоподобных в данной рубрике могут быть отмечены существенно биотитовые метасоматиты с резко подчиненным актинолитом, эпидотом и калишпатом или без них. Петрографические особенности этих образований изучены еще недостаточно полно [Шер Д. С., Юдин И. М., 1971; Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М., 1973 г.].

11. (Эпидот)-(гранат)-амфибол-пироксеновая ассоциация характеризуется большим количеством и большим разнообразием входящих в ее состав второстепенных и аксессуарных минералов. Кроме маложелезистого эпидота для нее типично присутствие цоизита и клиноцоизита. Пироксен представлен диопсидом, геденбергитом, чаще их промежуточной разновидностью — салитом. Реже отмечается авгит и другие минералы группы пироксенов. Из амфиболов встречаются тремолит, актинолит и обыкновенная роговая обманка. Весьма характерно присутствие слабоанизотропных гранатов андрадит-гроссулярового ряда, а также волластонита, везувиана, скаполитов, плагиоклаза, биотита и магнетита. В ряде случаев устанавливаются оливин (форстерит), гумит, шпинель, флогопит, периклаз, паргасит, мервинит, ксантофиллит, геленит, монтичеллит, антофиллит и др. Помимо отмеченных минералов в данной ассоциации постоянно обнаруживается присутствие более



поздних: хлорита, пренита, серпентина, талька, кварца и других преимущественно гидроксилсодержащих минералов. Типоморфными аксессуарными и рудными минералами являются шеелит, гельвин, турмалин, аксинит, родонит, датолит, бустамит, данбурит, фенакит, берtrandит, флюорит и ряд других более редких минералов.

Конечные продукты замещения пород, обычно имеющие среднекрупнокристаллическое строение с преобладанием автоморфных форм выделения минералов, принято называть скарнами Ск, а в рассеянном виде — скарновыми ассоциациями. Скарны являются одними из наиболее изученных метасоматических образований, в том числе и в петрографическом отношении [Пилипенко П. П., 1939 г.; Шахов Ф. Н., 1947 г.; Коржинский Д. С., 1948 г., 1955; Карпова Е. Д., Ивашенцов А. Г., 1954 г.; Жариков В. А., 1959 г., 1968 г.; Овчинников Л. Н., 1960 г.; Рудник В. А., 1961; Абдуллаев Х. М., 1964 г.; Шабынин Л. И., 1973 г., 1974; Мирошниченко Л. Д., Фомичев В. И., Кузнецова Е. И., 1971, и др.]. Наиболее существенные различия устанавливаются между так называемыми известковыми и магнезиальными скарнами [Жариков В. А., 1968 г.; Шабынин Л. И., 1973 г.], среди которых также может быть выделено большое число петрографических разновидностей, детально и неоднократно описанных в геологической литературе. Однако это все узколокальные образования. Повышенной частотой встречаемости обладает лишь амфибол-пироксеновая с эпидотом и гранатом ассоциация, которая и выделяется в качестве статистически устойчивой.

12. (Эпидот)-(гранат)-амфибол-пироксен-полевошпатовая ассоциация имеет много общего с вышерассмотренной скарновой ассоциацией и поэтому в дальнейшем будет называться полевошпат-скарновой Сскп. Главные их различия заключаются в широком проявлении в составе данной ассоциации помимо эпидота, амфиболов и пироксенов еще и щелочных полевых шпатов или даже основного плагиоклаза, выделяющихся как в виде порфиробластов и жилков с крупнокристаллическим нередко параллельно-шестоватым внутренним строением, так и в виде отчетливых псевдоморфоз по первичным полевым шпатам. Из рудных минералов наиболее типоморфными являются молибденит и магнетит. Гидротермалиты данного состава и строения хорошо известны и детально изучены на многих скарновых месторождениях СССР, где их принято относить к околоскарновым или близскарновым [Коржинский Д. С., 1948 г.; Овчинников Л. Н., 1960 г.; Жариков В. А., 1968 г.; Овчинникова Л. В., Овчинников Л. Н., 1974 г.] метасоматитам. Из разновидностей полевошпат-скарновых ассоциаций типичными являются плагиоклазовая и калишпатовая. Среди наиболее характерных скарноидов здесь могут быть отмечены разнообразные полевошпат-амфиболовые, гранат-пренит-полевошпатовые, полевошпат-гранатовые, полевошпат-скаполитовые и другие существенно полевошпатовые беспироксеновые

минеральные новообразования с близкими для полевошпатовых скарнов размерами кристаллических индивидов и формами выделения.

### Группа полевошпатовых ассоциаций

Типоморфными минералами ассоциаций данной группы являются щелочные полевые шпаты — альбит и калишпат (ортоклаз, микроклин), а также карбонаты и темноцветные железо-магний-кальциевые минералы (хлорит, актинолит, щелочные амфиболы, эгирин и биотит). Совместно друг с другом эти минералы формируют три ведущие сравнительно простые однородные ассоциации: хлорит-полевошпатовую, актинолит-полевошпатовую и щелочно-амфибол-полевошпатовую (табл. 4). Каждой из них соответствует статистически устойчивая более сложная кварцсодержащая ассоциация со своими структурно-вещественными особенностями.

13. Хлорит-полевошпатовая ассоциация, содержащая, кроме того, карбонаты (главным образом, анкерит), гематит, серицит, цеолиты и кварц, характеризуется неустойчивостью последнего и его замещением идио- и ксенобластическими выделениями и микрокристаллическими агрегатами калишпата или альбита. Калишпат представлен ортоклазом и его водянопрозрачной разновидностью — адуляром. Полевые шпаты в данной ассоциации обычно преобладают над хлоритом, относящимся главным образом к магнезиально-железистым и железистым разновидностям. Наиболее типоморфными аксессуориями являются пирит, флюорит, гематит, апатит, лейкоксен, циртолит (особенно его метаколлоидная разновидность — аршиновит) и ряд других более редких минералов.

Для конечных продуктов замещения исходных пород наблюдается тенденция к возникновению мономинеральных существенно альбитовых или существенно калишпатовых (адуляровых) метасоматитов с небольшой примесью хлорита, карбоната и типоморфных аксессуариев (особенно гематита или пирита). В целом преобладают мелкокристаллические структуры, местами переходящие в среднекристаллические за счет появления более крупных единичных обособлений полевых шпатов или карбоната. Наиболее характерны автоморфные выделения минералов, такие как ксено- и идиобласты, радиально-лучистые, лапчатые и сноповидные агрегаты, а также зонально построенные прожилки с микрокристаллическим параллельно-шестоватым или микродрузитовым внутренним строением и др. В результате облик замещаемых пород существенно изменяется. Метасоматиты рассматриваемого вида обычно представляют собой резко обособленные линзо- и жилкообразные тела самых различных размеров с новообразованной петрографической структурой. Такие гидротермально-метасоматические образования в зависимости от состава доминирующего полевого шпата принято называть калишпатитами или альбититами или в более общем виде — фельдшпатитами.

### Минеральные ассоциации полевошпатовой группы

Ряды ассоциаций, их структурные и вещественные особенности			Ассоциации		
Структуры	Темноцветные минералы	Содержание натрия в калишпате, %	Однородные автоморфного облика		Неоднородные псевдоморфного облика
I. Мелкокристаллические	Chl, Hm	< 0,1	13. Fsp + Chl + (Cc) + (Q) Хлорит-фельдшпатитовая Фх Ah + Chl + (Cc) + (Q) Хлорит-альбититовая Фх <sub>1</sub>	KFsp + Chl + (Cc) + (Q) Хлорит-калишпатитовая Фх <sub>2</sub>	14. Fsp + Q + (Hm + Chl + Cc) Хлорит-фельдшпатолитовая Флх Ab + Q + Chl + (Cc) Хлорит-альбито-литовая Флх <sub>1</sub> KFsp + Q + Hm + (Chl) Гематит-калишпатолитовая Флх <sub>2</sub>
II. Мелко-, среднекристаллические	Act, (Bt)	≥ 0,1	15. Fsp + Act + (Q) Актинолит-фельдшпатитовая Фа Ab + Act + (Q) Актинолит-альбититовая Фа <sub>1</sub>	KFsp + Act + (Q) Актинолит-калишпатитовая Фа <sub>2</sub>	16. Fsp + Q + Act + (Bt) Актинолит-фельдшпатолитовая Фла Ab + Q + Act Актинолит-альбито-литовая Фла <sub>1</sub> KFsp + Q + Act + (Bt) Актинолит-калишпатолитовая Фла <sub>2</sub>
III. Средне-, крупнокристаллические	Rib, Eg, Bt	> 0,5	17. Fsp + Rib + (Eg + Bt) + (Q) Щелочноамфибол-фельдшпатитовая Фщ Ab(KFsp) + Rib + (Eg) + (Q) Щелочноамфибол-альбититовая Фщ <sub>1</sub>	KFsp(Ab) + Rib + (Bt) + (Q) Щелочноамфибол-калишпатитовая Фщ <sub>2</sub>	18. Fsp + Q + Bt Биотит-фельдшпатолитовая Флб Ab (KFsp) + Q + Bt Биотит-альбито-литовая Флб <sub>1</sub> KFsp (Ab) + Q + Bt Биотит-калишпатолитовая Флб <sub>2</sub>

Учитывая, что существуют разные по структурно-вещественным особенностям разновидности фельдшпатитов, рассмотренные выше будем именовать хлоритовыми фельдшпатитами Фх, различая хлоритовые альбититы Фх<sub>1</sub> и хлоритовые калишпатиты Фх<sub>2</sub>. В слабопроявленном виде можно говорить о хлорит-фельдшпатитовой ассоциации или эпипоруде. В целом для данной ассоциации совместное нахождение в едином минеральном парагенезисе калишпата и альбита является не типичным. Обычно они отмечаются раздельно в виде самостоятельных существенно альбитовых или существенно калишпатитов (адуляровых) хлорит-, карбонат- и кварцсодержащих ассоциаций, характеризующихся большой статистической устойчивостью и получивших в геологической литературе специальные названия: эйсит для карбонат-хлоритовых гематит- и кварцсодержащих альбититов [Омельяненко Б. И., Лисицина Г. А., Наумов С. С., 1974 г.], адулярит и гумбеит для карбонат-хлоритовых пирит- и кварцсодержащих калишпатитов [Коржинский Д. С., 1955 и др.]. Некоторые исследователи [Беляев Г. М., Рудник В. А., 1978] выделяют так называемые натровые гумбеиты, в которых вместо калишпата присутствует альбит.

Кроме перечисленных к типоморфным, но менее распространенным разновидностям хлоритовых фельдшпатитов относятся апатит-, флюорит-, гематит-, цеолит-, циртолитсодержащая и др. В качестве фельдшпатитоидов здесь могут быть отмечены хлорит-apatитовые, карбонат-apatитовые, апатит-аршиновитовые, апатит-карбонат-цеолитовые и другие существенно бесполовошпатитовые минеральные парагенезисы с близкими к хлоритовым фельдшпатитам автоморфными формами выделения и скрыто-мелкокристаллическими размерами минеральных новообразований.

14. Кварц-полевошпатитовая ассоциация, содержащая в переменных количествах хлорит, карбонат, серицит, гематит и другие минералы, в отличие от вышерассмотренной ассоциации характеризуется совместным устойчивым выделением кварца и щелочных полевых шпатов (калишпата и альбита) в виде закономерных сростаний (бластопойкилитовых, псевдосферолитовых, микрографических), а также в виде других биминеральных агрегатов. В качестве аксессуаров в ней могут присутствовать флюорит, пирит, апатит и другие более редкие минералы. Хлориты представлены в основном магнезиально-железистыми и железистыми разновидностями, а карбонаты — анкеритом, сидеритом и реже кальцитом. Для последних минералов наиболее типоморфны идио- и ксенобластические, прожилковые и подобные им формы выделения, а также поли- и мономинеральные агрегатные псевдоморфозы по темноцветным минералам. Нередко в виде псевдоморфоз по первичным полевым шпатам проявляются также калишпат и особенно альбит. Преобладающими для ассоциации являются псевдоморфно-автоморфные мелкокристаллические структуры с соразмерными индивидами и близкими количественными соотношениями главных породообразующих минералов. В целом для конечных

продуктов замещения характерен псевдоморфный облик с сохранением основных черт петрографических структур исходных пород (порфировых, миндалекаменных, слоистых и т. п.).

Так же как и в предыдущем случае, двуполевошпатовые ассоциации неравновесны и возникают при последовательном образовании сначала калишпата, а затем альбита. Чаще других встречается обособленная кварц-калишпатовая ассоциация с характерной примесью серицита и гематита, реже хлорита, которую будем называть гематит-калишпатолитовой Флх<sub>2</sub>, и кварц-альбитовая ассоциация с примесью карбоната и хлорита, которую будем называть хлорит-альбитолитовой Флх<sub>1</sub>. Однако совмещение обеих ассоциаций в природных условиях не является редкостью, и, сохраняя принятую номенклатуру, видимо, следует ввести общее видовое название — хлоритовый фельдшпатолит Флх — для мелкозернистых кварц-полевошпатовых метасоматитов с отмеченными выше структурно-вещественными признаками, сохраняя введенное наименование «фельдшпатолит» для всего семейства кварц-полевошпатовых метасоматитов в целом.

Хлоритовые фельдшпатолиты в петрографическом отношении наиболее хорошо изучены в вулканических породах среднего, умереннокислого и кислого составов. Появление среди них совместных новообразований кварца и полевых шпатов, как правило, приводит к возникновению полиминеральных гидротермалитов, наследующих эффузивный облик исходных вулканитов. К таким разновидностям хлоритовых фельдшпатолитов, сохраняющим эффузивный облик первичных вулканических пород, относятся альбитофиры и их калиевые налоги — калишпатофиры [Ушаков О. П., 1972].

Альбитофиры и альбитофировые ассоциации характеризуются простым составом. Помимо доминирующих кварца, альбита и хлорита в них могут присутствовать карбонат, пирит и гидросерицит. Главной особенностью альбитофиров являются псевдоморфные и автоморфно-псевдоморфные мелкокристаллические структуры, широкое проявление которых предопределяет сохранение для конечных продуктов замещения порфировых структур исходных вулканитов. Это достигается за счет повсеместного замещения альбитом порфировых вкрапленников первичного плагиоклаза и калишпата, а также за счет развития в основной массе породы мелкокристаллических скоплений кварца и альбита, реже их псевдферролитовых сростаний и прожилков. Хлорит замещает первичный темноцветный минерал либо выделяется в форме мелких розеток. Карбонат обычно образует ксено- и идиобластические выделения и агрегаты незакономерного строения.

Калишпатофиры и калишпатофировые ассоциации, как правило, возникающие за счет вулканитов кислого и умеренно кислого состава, так же как и альбитофиры, имеют эффузивный облик и простой вещественный состав. Помимо совместного выделения кварца и калишпата, обычно образующих друг с другом закономерные сростания типа пойкилобласт, псевдосферолитов, а также

зонально построенных прожилков с микрокристаллическим параллельно-шестоватым внутренним строением. В калишпатофирах достаточно широко проявлены гематит, серицит, карбонат, хлорит и флюорит. Гематит концентрируется в зальбандах кварц-калишпатовых прожилков либо образует лучистые скопления в их псевдосферолитовых обособлениях. В целом доминируют автоморфные преимущественно мелкокристаллические структуры. Иногда наряду с калишпатом в калишпатофирах появляется более поздний псевдоморфный (по калишпату) альбит. Такие кварц-калишпат-альбитовые гидротермалиты эффузивного облика будем именовать фельдшпатофирами.

15. Актинолит-полевошпатовая ассоциация, обычно отличающаяся преобладанием щелочных полевых шпатов (альбита и калишпата) над актинолитом, в переменных количествах может включать в свой состав кварц, более поздние хлорит и карбонат и реже биотит. К наиболее типоморфным акцессорным минералам относятся турмалин, апатит, аксинит и лейкоксен. Из амфиболов помимо актинолита обычно присутствует роговая обманка и реже тремолит. Калишпат часто представлен ортоклазом. Как и в случае с хлоритовыми фельдшпатитами, для данной ассоциации также является типичным неустойчивость кварца и его замещение калишпатом или альбитом. Последние минералы редко участвуют в строении единых равновесных парагенезисов. Обычно они отмечаются раздельно в виде самостоятельных существенно альбитовых или существенно калишпатовых актинолитсодержащих агрегатов. В случае их совместного нахождения друг с другом альбит всегда оказывается более поздним и псевдоморфно замещает калишпат.

Среди форм выделения доминируют разнообразные модификации автоморфных структур: ксено- и идиобласты, прожилки, а также концентрически зональные поли- и биминеральные агрегаты, в пределах которых полевые шпаты (главным образом калишпат) слагают их периферию, а актинолит нередко в ассоциации с турмалином и аксинитом — их центральные (ядерные) участки. В целом преобладают среднекристаллические структуры с близкими размерами минеральных индивидов и отчетливой тенденцией к образованию резко обособленных метасоматических тел с собственным структурным рисунком и затушевыванием текстурных особенностей замещаемых пород.

В локальных участках полнопроявленных метасоматитов (как правило, в их калишпатовых разновидностях) нередко приобретает породообразующее значение турмалин, который образует калишпат-турмалиновые актинолитсодержащие парагенезисы. В отличие от существенно мелкокристаллических хлорит-полевошпатовых образований рассматриваемые здесь среднекристаллические гидротермалиты актинолит-полевошпатового состава будем именовать актинолитовыми фельдшпатитами  $\Phi_a$ , различия актинолитовые альбититы  $\Phi_{a1}$  и актинолитовые калишпатиты  $\Phi_{a2}$ . Из наиболее характерных

фельдшпатитоидов здесь можно отметить турмалин-калишпатовые, турмалин-альбитовые, турмалин-актинолитовые, возможно, хлорит-турмалиновые и другие существенно бесполевошпатовые или безамфиболовые гидротермалиты.

16. Кварц-полевошпатовая актинолитсодержащая ассоциация в петрографическом отношении изучена недостаточно полно. По некоторым структурно-вещественным признакам она близка к только что рассмотренной актинолит-полевошпатовой (фельдшпатитовой) ассоциации, имеет с ней постепенные переходы и отличается от нее присутствием кварца в качестве породообразующего минерала. Кварц совместно с полевыми шпатами (калишпатам и альбитом) формирует закономерные сростания (микропегматоидные, микрографические) и другие равновесные биминеральные агрегаты. Гидротермалиты данного состава обычно занимают значительно большие площади, чем сопряженные с ними в пространстве и времени актинолитовые фельдшпатиты. При этом для рассматриваемой ассоциации отмечается большая сплошность проявления и в целом независимо от степени замещения исходных пород полиминеральный состав новообразованных минеральных агрегатов. Помимо актинолита и роговой обманки в данной ассоциации нередко присутствует биотит, более поздний хлорит, серицит и карбонат. Из аксессуаров преобладают турмалин, апатит, гематит, магнетит, лейкоксен и другие более редкие минералы.

Среди структур доминируют среднекристаллические, крупно-среднекристаллические псевдоморфно-автоморфные структуры (ксено- и идиобласты, порфиробласты, микрографические и пегматоидные сростания и др.). В отличие от существенно бескварцевых актинолитовых фельдшпатитов рассматриваемые здесь гидротермалиты обычно сохраняют внешний облик замещаемых пород, среди которых часто бывают гипабиссальные гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, порфириовидные монзонитоиды и т. п. Общий псевдоморфный (как правило, магматогенный) облик структур метасоматитов данного вида и устойчивый кварц-полевошпатовый состав сближает их с ранее рассмотренными хлоритовыми фельдшпатолитами, в отличие от которых эти будем называть актинолитовыми фельдшпатолитами Фла, выделяя в их составе две ведущие разновидности: актинолитовые альбитолиты Фла<sub>1</sub> и актинолитовые калишпато-литы Фла<sub>2</sub>. Описанные гидротермально-метасоматические образования хорошо известны на многих мезотермальных плутоногенных месторождениях, где их принято называть «вторичными сиенитами», «калишпатитами» и т. д. [Казицын Ю. В., 1963 г., 1972 и др.].

17. Щелочноамфибол-полевошпатовая ассоциация, содержащая в переменных количествах эгирин, кварц, биотит, так же как и в случае с хлоритовыми и актинолитовыми фельдшпатитами, отличается неустойчивостью кварца и его замещением агрегатами калишпата, альбита и темноцветных минералов. Кроме эгирина, биотита и кварца в ее состав могут входить нефелин и более

поздние хлорит и карбонат. Аксессуары представлены магнетитом, малаконом, монацитом, апатитом и другими более редкими минералами. Среди щелочных амфиболов преобладают рибекит и кроссит, реже их тонковолокнистые разновидности — крокидолит и родусит. Калишпат представлен ортоклазом и микроклином. В целом для данной ассоциации доминирующими являются крупно-среднекристаллические отчетливо автоморфные структуры, характеризующиеся развитием короткопризматических, игольчатых и волокнистых агрегатов темноцветных минералов на фоне крупнокристаллических идиобластических обособлений полевых шпатов. Чаще всего это альбит или альбитизированный микроклин. Собственно калишпатовые разновидности встречаются реже, чем двуполевошпатовые. Конечные продукты замещения, как правило, отличаются биминеральным (эгирин-альбитовым, рибекит-альбитовым и т. п.) или мономинеральным существенно полевошпатовым (альбитовым или микроклиновым) составом с небольшой примесью темноцветных минералов. Подобные метасоматиты принято называть щелочноамфиболовыми альбититами  $\Phi_{щ1}$  или калишпатитами  $\Phi_{щ2}$ . В более общем двуполевошпатовом варианте они могут быть названы щелочноамфиболовыми фельдшпатитами  $\Phi_{щ}$  в отличие от ранее рассмотренных хлоритовых и актинолитовых фельдшпатитов.

Щелочноамфиболовые альбититы детально изучены в докембрийских образованиях [Белевцев Я. Н., Гречишников Н. П., Крамер О. А., 1968 г.; Казанский В. И., Омеляненко Б. И., Прохоров К. В., 1974 г.; Кушев В. Г., 1972, и др.]. Сходные метасоматиты в связи с интрузиями нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов получили название фенитов, щелочных или альбит-калишпатовых метасоматитов [Павленко А. С., 1963 г.; Перчук Л. Л., 1964 г., 1966 г.; Рундквист Д. В., Павлова И. Г., 1974; Минеева И. Т., Копченова Е. В., 1976 г., и др.], альбититов щелочных пород [Беус А. А., 1968 г., и др.]. Среди наиболее характерных фельдшпатоидов данного вида могут быть отмечены щелочноамфибол-эгириновые, магнетит-эгириновые, кварц-эгириновые, биотит-щелочноамфиболовые и другие существенно бесполевошпатовые ассоциации, отличающиеся сходными для щелочноамфиболовых фельдшпатитов структурами.

18. Кварц-полевошпатовая ассоциация с переменным количеством биотита существенно отличается от вышерассмотренной в первую очередь устойчивостью кварца и отсутствием щелочных темноцветных минералов. Из второстепенных минералов можно отметить лишь мусковит, который частично замещает биотит. Аксессуары представлены магнетитом, титаномagnetитом, гематитом, реже апатитом и другими минералами. Наиболее характерные формы выделения полевых шпатов — порфиروبласты, а также гранобластовые кварц-полевошпатовые скопления. Весьма типично сохранение облика исходных пород, которыми, как правило, являются средне-крупнозернистые гранитоиды или глубокометаморфизованные породы докембрия [Рудник В. А., Беляев Г. М.,



Терентьев В. М., 1970]. В результате возникают крупнокристаллические кварц-полевошпатовые биотитсодержащие гидротермально-метасоматические образования, наследующие магматогенный или метаморфогенный облик исходных пород. Такие метасоматиты магматогенного облика получили в геологической литературе специальное название: апогранит [Альбитизированные граниты... , 1962], вторичный аляскит [Марин Ю. Б., 1976], квальмит [Кудрин В. С., 1978] или каммалит [Беляев Г. М., Рудник В. А., 1978]. Д. В. Рундквист и И. Г. Павлова [1974] предложили для них название фельдшпатолит, вложив новое содержание в малоупотребительный термин Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. Подчеркивая существенные различия между этими гидротермалитами и ранее рассмотренными хлоритовыми и актинолитовыми фельдшпатолитами, данные образования будем называть биотитовыми фельдшпатолитами Флб<sub>1</sub> и биотитовые калишпатолиты Флб<sub>2</sub> в качестве ведущих разновидностей. Однако чаще всего отмечаются собственно фельдшпатолиты биотитовые, т. е. кварц-калишпат-альбитовые гидротермалиты, у которых новообразования калишпата подвергнуты псевдоморфному замещению вторичным альбитом.

### **Структурно-вещественная классификация гидротермально-метасоматических пород (гидротермалитов)**

Проблема рациональной классификации метасоматитов, сформулированная еще в решении I Всесоюзной конференции по метасоматизму (1963 г.), остается актуальной до настоящего времени. За последние годы появилось несколько основополагающих публикаций по классификации метасоматических образований формационного уровня [Боголепов В. Г., 1970 г.; Рундквист Д. В., Павлова И. Г., 1974; Омеляненко Б. И., 1978; Жариков В. А., Омеляненко В. И., 1965 г., 1978; Беляев Г. М., Рудник В. А., 1978, и др.], что наряду с более ранними фундаментальными работами [Коржинский Д. С., 1955 г.; Наковник Н. И., 1963 г.; Казыцын Ю. В., 1972, и др.] значительно продвинуло вперед решение отмеченной проблемы. Однако до сих пор нет достаточно удобной для практической работы классификации гидротермально-метасоматических пород.

Назрела необходимость создания классификации фактически выделяемых петрографическими методами статистически устойчивых ассоциаций, встречающихся в рассеянном (эпипороды) или концентрированном (гидротермалиты) виде. Первая и основная задача такой классификации должна заключаться в облегчении диагностики гидротермалитов, совершенствовании их номенклатуры и в выделении одноранговых группировок. Не останавливаясь подробно на общенаучных аспектах этой проблемы, освещенных в специальной литературе (Проблемы развития советской

геологии, 1971 г.), отметим только, что само понятие о статистически устойчивых ассоциациях гидротермальных минералов равносильно понятию вида горных пород, в данном случае вида гидротермально-метасоматической породы — гидротермалита. Таким образом, в качестве классификационной единицы выбираются виды гидротермалитов, подразделенные на разновидности и объединяемые в более крупные группировки. Как уже отмечалось, вид гидротермалита определяется статистически устойчивой минеральной ассоциацией, а следовательно, не зависит от экстенсивности ее проявления. Поэтому полнопроявленные метасоматиты и одноименные эпипороды занимают одну классификационную ячейку.

По особенностям минерального состава и строения рассмотренные выше 18 видов гидротермалитов объединяются в три группы: а) кварц-светлослюдистую, б) темноцветную, в) полевошпатовую (табл. 5). Выделение таких групп позволяет при диагностике гидротермалитов идти от общего к частному, оценивая вначале их групповую принадлежность, так же как это делается в петрографии изверженных пород (гранитоиды, габброиды, монцитониды и т. п.). В каждой группе выделяются гидротермалиты, характеризующиеся относительно простыми однородными минеральными ассоциациями, равновесными в физико-химическом отношении. Минеральный состав этих гидротермалитов наиболее точно отвечает названию группы. В кварц-светлослюдистой группе это аргиллизиты, вторичные кварциты и грейзены; в темноцветной группе — пропилиты хлоритовые и актинолитовые, скарны; в полевошпатовой группе — фельдшпатиты хлоритовые, актинолитовые и щелочноамфиболовые. Эти породы объединяются в первые подгруппы каждой группы (подгруппы гидротермалитов однородного состава). Гидротермалиты вторых подгрупп каждой группы отличаются более сложным, смешанным неоднородным составом слагающих их минеральных ассоциаций. Здесь на фоне минералов, определяющих групповую принадлежность гидротермалитов, появляются минералы гидротермалитов соседних групп. В кварц-светлослюдистой группе ко второй подгруппе относятся березиты гидросерицитовые, серицитовые и мусковитовые (грейзено-березиты); в темноцветной группе — пропилиты полевошпат-хлоритовые, полевошпат-актинолитовые и скарны полевошпатовые; в полевошпатовой группе — кварц-полевошпатовые метасоматиты, т. е. фельдшпатолиты хлоритовые, актинолитовые и битовитовые.

Виды гидротермалитов в рамках каждой подгруппы обладают не только сходством состава, но и некоторыми общими структурными особенностями, которые могут быть использованы для диагностики: а) аргиллизиты, вторичные кварциты и грейзены обычно в целом имеют псевдоморфный облик, унаследованный от замещенных пород; б) такой же структурный рисунок свойствен кварц-полевошпатовым метасоматитам (фельдшпатолитам) и многим видам пропилитов; в) в отличие от гидротермалитов, перечисленных выше, собственно полевошпатовые образования (фельдшпатиты)

## Классификация гидротермально-метасоматических пород (гидротермалитов)

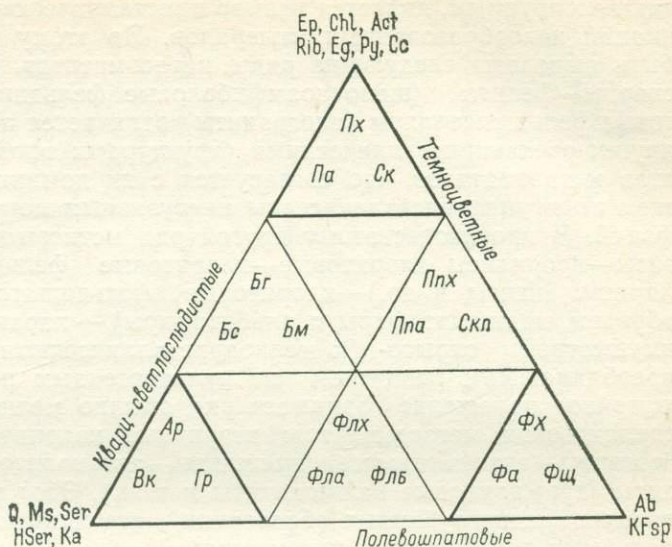
Ряды, их структурные и вещественные особенности	Названия граф*	Группы, подгруппы					
		Кварц-светлослюдястая		Темноцветная		Полевошпатовая	
		Однородная	Неоднородная	Однородная	Неоднородная	Однородная	Неоднородная
I. Скрыто-, мелкокристаллические структуры; минералы-индикаторы: гидросерицит, каолинит, смешаннослойные минералы, хлорит, железистый эпидот, цеолит, барит, алуниит, опал, халцедон, адуляр, колломорфные сульфиды	1	Q + HSer + Ka	Q + HSer + (Chl + Ab + Cc)	Ep + Chl	Ep + Chl + Fsp	Fsp + Chl + (Cc) + (Q)	Fsp + Q + (Hm + Chl + Cc)
	2	Аргиллизитовая	Гидросерицит-березитовая	Хлорит-пропилитовая	Полевошпат-хлорит-пропилитовая	Хлорит-фельдшпатитовая	Хлорит-фельдшпатолитовая
	3	Аргиллизит	Березит гидросерицитовый	Пропилит хлоритовый	Пропилит полевошпат-хлоритовый	Фельдшпатит (калишпатит, альбитит) хлоритовый	Фельдшпатолит (калишпатолит, альбитолит) хлоритовый
	4	Агальматолит, гидросерицитолит...	Амдермит...			Эйсит, гумбеит, адулярит...	Калишпатофир, альбитофир (?), фельдшпатофир...
	5	Аргиллизитоиды: джаспероид, опалит, лиственит, тальк-кварц-карбонатный, гидросерицит-карбонатный метасоматит...		Пропилитоиды: эпидозит, пумпеллит-пренитовый, калишпат-пренитовый, цеолит-карбонатный, карбонат-серицит-хлоритовый метасоматит...		Фельдшпатоиды: апатит-хлорит-карбонатный, апатит-аршиновитовый метасоматит...	
	6	1 Ap	2 Бг	7 Пх	8 Ппх	13 Фх	14 Флх
II. Мелко-, среднекристаллические структуры; минералы-индикаторы: серицит, диаспор, пирофиллит, корунд, андалузит, актинолит, эпидот маложелезистый, биотит, турмалин, роговая обманка, разнообразные сульфиды	1	Q + Ser	Q + Ser + (Chl + Cc + Fsp)	Ep + Act	Ep + Act + Fsp + (Bt)	Fsp + Act + (Q)	Fsp + Q + Act + (Bt)
	2	Вторичнокварцитовая	Серицит-березитовая	Актинолит-пропилитовая	Полевошпат-актинолит-пропилитовая	Актинолит-фельдшпатитовая	Актинолит-фельдшпатолитовая
	3	Вторичный кварцит	Березит серицитовый	Пропилит актинолитовый	Пропилит полевошпат-актинолитовый	Фельдшпатит (калишпатит, альбитит) актинолитовый	Фельдшпатолит (калишпатолит, альбитолит) актинолитовый
	4	Алюмокварцит...	Серицитолит...	Уралитит...	Гельсинкит, щелочно-амфиболовый пропилит, кульпит...		Вторичный сиенит...
	5	Вторичнокварцитоиды: андалузит-корундовый, серицит-пирофиллитовый, диаспоровый метасоматит...		Пропилитоиды: актинолитовый, турмалинхлорит-актинолитовый метасоматит, биотит...		Фельдшпатоиды: турмалин-калишпатовый метасоматит...	
	6	3 Вк	4 Бс	9 Па	10 Ппа	15 Фа	16 Фла

## Продолжение табл. 5

Ряды, их структурные и вещественные особенности	Названия граф*	Группы, подгруппы					
		Кварц-светлослюдястая		Темноцветная		Полевошпатовая	
		Однородная	Неоднородная	Однородная	Неоднородная	Однородная	Неоднородная
III. Средне-, крупнокристаллические структуры; минералы-индикаторы: мусковит, топаз, разнообразные амфиболы и пироксены (в том числе щелочные), клиноцоизит, цоизит, гранат, везувиян, биотит, магнетит (титано-магнетит)	1	Q + Ms	Q + Ms + (Fsp + Chl + Cc)	Py + (Gr) + Amf + (Ep)	Py + (Gr) + Amf + Fsp	Fsp + Rib + (Eg + Bt) + (Q)	Fsp + Q + Bt
	2	Грейзеновая	Березито-грейзеновая	Скарновая	Полевошпат-скарновая	Щелочноамфибол-фельдшпатитовая	Биотит-фельдшпатолитовая
	3	Грейзен	Березито-грейзен	Скарн	Скарн-полевошпатовый	Фельдшпатит (калишпатит, альбитит) щелочноамфиболовый	Фельдшпатолит (калишпатолит, альбитолит) биотитовый
	4	Штокшайдер, цвиттер...		Скарн известковый, магниевый...		Фенит, альбит-калишпатовый метасоматит, щелочной метасоматит...	Апогранит, вторичный аляскит, квальмит, каммалит
	5	Грейзеноиды: кварц-топазовый, топаз-слюдяной, флюорит-карбонат-слюдяной, флюорит-полевошпат-слюдяной метасоматит...		Скарноиды: гранат-скаполит-полевошпатовый, пироксен-полевошпатовый метасоматит, плагиоклазит...		Фельдшпатоиды: щелочноамфибол-эгириновый, магнетит-эгириновый метасоматит...	
	6	5 Гр	6 Бм	11 Ск	12 Скуп	17 Фщ	18 Флб

\* 1 — типоморфные минералы статистически устойчивой ассоциации; 2 — название этой ассоциации; 3 — название соответствующего гидротермалита (метасоматита); 4 — его разновидности, имеющие собственные названия; 5 — фациальные аналогии; 6 — общий индекс и номер ассоциаций в тексте.

Рис. 2. Сводная диаграмма минерального состава гидротермалитов.



обладают ярко выраженным автоморфным обликом и практически не наследуют структурного рисунка исходных пород; г) промежуточное положение занимают подгруппы гидротермалитов неоднородного состава, представленные разнообразными березитами и полевошпатовыми пропилитами, их структуры можно определить как псевдоморфно-автоморфные; д) в каждой подгруппе автоморфизм структур имеет тенденцию возрастать от мелкокристаллических (I ряд) к крупнокристаллическим (III ряд).

На рис. 2 приведена треугольная диаграмма, отражающая приблизительный количественно-минералогический состав гидротермалитов выделенных групп и подгрупп. При этом поле березитов располагается между грейзен-вторичнокварцит-аргиллизитовым и скарн-пропилитовым полями. Поле полевошпатовых пропилитов и скарнов примыкает к фельдшпатитовому полю, а поле фельдшпатолитов занимает промежуточное положение между фельдшпатитами и кварц-светлослюдистыми метасоматитами. Замкнутый характер диаграммы и наличие разграничительных полей «запрещенных» составов подчеркивают полноту и определенную дискретность выделяемых подразделений. Кроме того, приведенная диаграмма позволяет в первом приближении оценить количественные соотношения минералов в гидротермалитах различных групп и подгрупп, а также упорядоченную последовательность подгрупп при развертывании диаграммы в линию.

Каждая из рассмотренных подгрупп объединяет гидротермалиты, имеющие кроме сходства и весьма существенные различия, поэтому может быть введен другой независимый от первого классификационный признак и по нему выделены ряды гидротермалитов. Таким общим признаком, хотя и не всегда однозначно

диагностируемым, является размер кристаллических структур ассоциаций новообразованных минералов. По этому признаку могут быть выделены следующие ряды метасоматитов. Ряд грейзены—скарны—фениты (щелочноамфиболовые фельдшпатиты)—биотитовые фельдшпатолиты (апограниты) отличается преимущественно крупно-среднекристаллическими структурами входящих в его состав метасоматитов, что согласуется с их доминирующим развитием по крупнокристаллическим интрузивным породам глубинных фаций. В противовес этому другой ряд метасоматитов—аргиллизиты—пропилиты хлоритовые—хлоритовые фельдшпатиты (адуляриты, эйситы и др.)—хлоритовые фельдшпатолиты (главным образом, калишпатофиры и альбитофиры) — характеризуется преимущественно скрыто- и мелкокристаллическими структурами и преобладающим развитием по вулканогенным породам. Промежуточное положение занимает ряд обычно мелко- и среднекристаллических метасоматитов: вторичные кварциты—серицитовые березиты—актинолитовые пропилиты—актинолитовые фельдшпатиты (турмалиновые калишпатиты и т. п.). Этот ряд — так называемых среднеглубинных образований, ассоциирующих с гипабиссальными порфировыми интрузиями.

Для каждого из выделенных рядов кроме размерности кристаллических структур, варьирующих в сравнительно широких пределах, может быть намечена совокупность более частных признаков, некоторые из них сведены в табл. 6. Для первого ряда гидротермалитов характерны следующие индикаторные минералы: гидросерицит, каолинит, смешаннослойные слюдисто-глинистые минералы, опал, халцедон, адуляр, хлорит, железистый эпидот, цеолиты, барит, алунит и другие сульфаты, колломорфные разновидности циртолита (аршиновит) и сульфидов. Из структурных признаков кроме размерности кристаллических индивидов типичными являются концентрически-зональные, радиально-лучистые агрегаты, тонкодисперсные скопления, а также прожилково-вкрапленные текстуры. Для второго ряда намечаются следующие индикаторные минералы: серицит, диаспор, корунд, андалузит, актинолит, апидот, биотит, турмалин, разнообразные сульфиды. Характерны жильные проявления с широким развитием брекчиевых и друзитовых структур. Для третьего ряда типоморфны мусковит, топаз, разнообразные амфиболы и пироксены (в том числе и щелочные), клиноцоизит и цоизит, гранат, везувиан, биотит, магнетит (титаномagnetит) и другие окислы тяжелых металлов. Преобладают метасоматические структуры с хорошо развитыми кристаллическими индивидами.

Перечисленные признаки позволяют довольно надежно сгруппировать рассмотренные виды гидротермалитов в три ряда, независимые от ранее выделенных групп и подгрупп. В то же время надо отдавать себе отчет в том, что намеченные границы рядов являются лишь удобными классификационными сечениями и не ограничивают возможность обнаружения переходных различий и исключений из намеченной общей тенденции. Однако эти ряды,

Таблица 6

## Отличительные признаки рядов гидротермально-метасоматических образований породного уровня

Ряды	Признаки								
	Общие		Групповые					Дополнительные	
	Структура	Кварц-светло-слюдистая		Темноцветная		Полевошпатовая	Минералы	Структурные особенности	
I	Скрыто-, мелко-кристаллическая (<0,01 мм)	Гидросерицит	Каолинит	Хлорит	Железистый эпидот	Хлорит	Аршиновит	Цеолиты Барит Алунит Смешанно-слоистые минералы	Концентрически зональные, радиально-лучистые, тонкодисперсные скопления
II	Мелко-, средне-кристаллическая (0,01—0,1 мм)	Серицит	Диаспор Корунд Андалузит	Актинолит	Маложелезистый эпидот	Актинолит		Турмалин Биотит	Жильные, зональные образования, друзы
III	Средне-, крупно-кристаллическая (0,1—1,0 мм)	Мусковит	Топаз	Пироксен (роговая обманка)	Клиноцоизит (цоизит)	Щелочной амфибол Пироксен Биотит	Малакон	Гранат Биотит Везувин Скаполиты	Массивные метасоматические структуры с хорошо индивидуализированными кристаллами

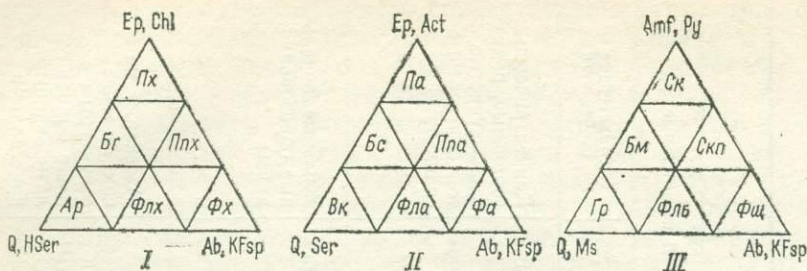


Рис. 3. Диаграммы минерального состава гидротермалитов различных рядов (пояснения в тексте).

определяемые совокупностью петрографических конкретно наблюдаемых признаков, облегчают диагностику природных гидротермально-метасоматических образований, способствуют их объективному группированию. Для каждого ряда на рис. 3 приведены треугольные диаграммы количественно-минералогического состава входящих в них гидротермалитов. Данные диаграммы подчеркивают идентичность внутреннего строения рядов и высокую симметричность классификационных построений. Они легки для запоминания и просты для практического использования. Эти диаграммы подчеркивают периодичность появления однотипных метасоматитов на различных термодинамических уровнях проявления гидротермальной деятельности.

Независимость структурно-вещественных признаков выделенных групп и рядов позволяет подойти к построению классификационной таблицы по двум координатным осям в признаковом пространстве (табл. 5). По горизонтальной оси в последовательности, определяемой треугольной диаграммой (рис. 2), расположены группы и подгруппы гидротермалитов. По вертикальной оси сверху вниз выделены ряды гидротермалитов от наиболее мелкокристаллических к крупнокристаллическим. Полученные в результате этого 18 ячеек отвечают рассмотренным статистически устойчивым ассоциациям гидротермальных минералов, включая полнопроявленные гидротермалиты, слабопроявленные эпипороды, их разновидности и специфические по составу аналоги («оиды»). Всей совокупности гидротермально-метасоматических образований, занимающих одну ячейку классификационной таблицы, присваивается общий индекс из букв русского алфавита. Номер ячейки соответствует номеру рубрики в настоящей главе, где описана соответствующая статистически устойчивая минеральная ассоциация.

Анализируя классификационную таблицу, мы приходим к выводу, что выделенные виды гидротермалитов являются одноранговыми и основными подразделениями породного уровня, несмотря на разноплановую номенклатуру, сложившуюся исторически. Это лучше всего видно на упрощенной классификационной схеме (табл. 7) и на рис. 3. В частности, по принятым структурно-веще-

Таблица 7

## Схематизированная классификационная таблица гидротермалитов

Ряды	Группы и подгруппы					
	А		Б		В	
	1	2	1	2	1	2
I	Аргиллизит Ар 1	Березит гидросерицитовый Бг 2	Пропилит хлоритовый Пх 7	Пропилит полевошпат-хлоритовый Ппх 8	Фельдшпатит хлоритовый Фх 13	Фельдшпатолит хлоритовый Флх 14
II	Вторичный кварцит Вк 3	Березит серицитовый Бс 4	Пропилит актинолитовый Па 9	Пропилит полевошпат-актинолитовый Ппа 10	Фельдшпатит актинолитовый Фа 15	Фельдшпатолит актинолитовый Фла 16
III	Грейзен Гр 5	Березито-грейзен Бм 6	Скарн Ск 11	Скарн полевошпатовый Скп 12	Фельдшпатит щелочноамфиболовый Фщ 17	Фельдшпатолит биотитовый Флб 18



ственным принципам совершенно необходимо различать несколько видов березитов, пропилитов, фельдшпатитов (альбититов и калишпатитов) и фельдшпатолитов (калишпатолитов и альбитолитов). Конечно, лучше было бы каждому виду гидротермалитов присвоить особое свое название, состоящее из одного слова, такое как аргиллизит, грейзен, скарн и т. п., но, видимо, пока это не рационально. Хотя в настоящее время и существуют различные толкования понятий о березите, пропилите, фельдшпатолите и т. п., однако за каждым из этих слов стоят все же вполне определенные, привычные для геологов природные объекты, достигнутые опытным путем, как и другие горные породы. Все эти вопросы крайне дискуссионны и углубляться в них нет особого смысла. На данном уровне рассмотрения гидротермально-метасоматических образований необходимо добиться лишь одного, чтобы за каждым исторически сложившимся названием гидротермалита стояла вполне определенная статистически устойчивая минеральная ассоциация, т. е. конкретный набор минералов с варьирующими в определенных пределах количественными и структурными соотношениями. Пределы вариаций структурно-вещественных признаков определяются сравнением одноранговых подразделений между собой: разновидностей одного вида, видов одной подгруппы или одного ряда, подгрупп одной группы или одного ряда, групп и рядов между собой и т. п. Этим определяется смысл и строгость приведенной классификации, в которой мы стремились добиться единообразия выделения всех подразделений одного ранга.

Следует, однако, отметить, что рассмотренная классификация является дальнейшим развитием ранее опубликованной [Плющев Е. В., Ушаков О. П., 1972], от которой отличается в трактовке полевошпатовой группы. По этому вопросу у соавторов нет полного единомыслия, что отразилось и в более поздних публикациях.

# IV

## ГЛАВА

### ЛОКАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Рассмотренные в предыдущей главе статистически устойчивые ассоциации гидротермальных минералов, отвечающие наиболее распространенным гидротермально-метасоматическим породам, являются результатом воздействия гидротермальных растворов с определенными физико-химическими параметрами на алюмосиликатные породы нормального ряда. При взаимодействии этих же растворов с породами существенно иного состава (гипербазитами, щелочными породами, известняками, кварцитами и т. п.) образуются своеобразные по составу метасоматиты, хотя и менее распространенные, но иногда весьма важные в практическом отношении. Всю совокупность гидротермально-метасоматических образований, возникающих в сфере воздействия одного и того же гидротермального раствора на породы различного состава, принято выделять в качестве метасоматической формации.

По определению В. А. Жарикова (1968 г., с. 512), «Метасоматическая формация — это совокупность метасоматических фаций, образованных в результате одного петрогенетического процесса». При этом под петрогенетическим процессом, видимо, следует понимать процесс возникновения гидротермально-метасоматических пород под влиянием гидротермального раствора с фиксированным диапазоном физико-химических параметров. Более расширенное понимание «единого петрогенетического процесса» с подчеркиванием его геологической самостоятельности, как это предлагает Б. И. Омеляненко (1978, с. 63), с нашей точки зрения не соответствует фактически выделяемым формациям метасоматитов (грейзенов, вторичных кварцитов, аргиллизитов, березитов, эйситов, пропилитов и т. п.).

Совершенно очевидно, что в геологически самостоятельном гидротермальном процессе, обусловленном, например, становлением конкретного плутона, могут возникнуть в глубинных частях кварц-полевошпатовые метасоматиты, в кровле — грейзены, а в контактовых зонах — скарны, пропилиты и т. п. Возможно появление и других ассоциаций плутогенных гидротермалитов. Такие геологически обособленные и сопряженные в пространстве и времени сочетания гидротермально-метасоматических образований предложено называть региональными (или геологическими) метасоматическими формациями [Плющев Е. В., Ушаков О. П., 1975; Плющев Е. В., 1978] в отличие от вышеотмеченных локальных (или петрологических) метасоматических формаций, выделяемых по единству физико-химических (петрологических) условий формирования.

Нас не должно смущать наличие двух рангов метасоматических формаций. Это положение хотя и имеет свои отрицательные стороны терминологического порядка, но отражает реальную зависимость выделяемых уровней организации вещества от масштабов изучаемых объектов. Для осадочных и магматических формаций также приняты разномасштабные формационные подразделения (субформации, надформации, геогенерации и т. п.). Второй иерархический уровень метасоматических формаций выделяют и другие авторы под названиями: «группа сопряженных метасоматических формаций» [Омельяненко Б. И., 1976 г.], «формации комплементарного строения» [Беляев Г. М., Рудник В. А., 1978, и др.].

В данной главе сосредоточим основное внимание на рассмотрении локальных (петрологических) метасоматических формаций. В дальнейшем изложении мы будем их называть метасоматическими формациями без дополнительного уточнения или добавления определения «локальные» или «петрологические» и обозначать индексом ЛМФ. В основе выделения этих формаций лежит процедура установления физико-химических параметров раствора, ответственного за возникновение тех или иных ассоциаций гидротермальных минералов в соответствующем субстрате, т. е. расшифровка физико-химической сущности петрогенетического процесса. Наименование ведущих петрогенетических процессов производится по названиям порождаемых ими гидротермалитов, например процессы аргиллизации, березитизации, грейзенизации, пропилитизации и т. п. В результате каждого из подобных процессов возникают либо одноименные метасоматиты с определенными ранее (гл. III) типоморфными структурно-вещественными признаками, либо существенно отличные по составу и структуре гидротермальные породы, которые удобно называть с добавлением окончания «-оиды» (аргиллизитоиды, кварциттоиды, пропилиттоиды, скарноиды и т. п.). Кроме полнопроявленных гидротермалитов в результате каждого петрогенетического процесса возникают сильно- и слабопроявленные одноименные ассоциации гидротермальных минералов (эпипороды).

Процессы гидротермального порообразования по термодинамическим параметрам подразделяются на три крупные и частично перекрывающиеся совокупности, которые в первом приближении можно расчленить следующим образом: а) умеренно глубинные (от 5—6 до 3—4 км) высокотемпературные (от 600—900 до 300—400 °С); б) малоглубинные (от 3—4 до 1—2 км) среднетемпературные (от 300—400 до 200—300 °С); в) приповерхностные (от 1—2 до 0 км) низкотемпературные (от 200—300 до 50—100 °С). Приближенный характер выделенных диапазонов термодинамических уровней протекания петрогенетических процессов заключается в том, что глубинные процессы в определенных условиях могут быть и низкотемпературными, а приповерхностные — высокотемпературными. Кроме того, возможны разнообразные промежуточные варианты. Данная градация отражает лишь самую общую тенденцию проявления гидротермальной деятельности (подробнее об этом сказано ниже).

Учитывая ведущее значение щелочно-кислотной эволюции гидротермальных растворов, важно различать петрогенетические процессы, выраженные воздействием на породы: а) кислых, б) слабощелочных — близейтральных и в) щелочных гидротермальных растворов. При этом следует предусмотреть промежуточные, переходные и смешанные варианты, рассматривая данные подразделения в качестве основных особенностей состава гидротермального раствора. К первому подразделению могут быть отнесены процессы аргиллизации, березитизации, вторично-кварцитизации и грейзенизации; ко второму — пропилитизации в различных термодинамических условиях и скарнирования; к третьему — фельдшпатитизации и фельдшпатолитизации также на различных термодинамических уровнях проявления.

Изучению физико-химических условий протекания перечисленных петрогенетических процессов посвящена обширная литература, в том числе серия фундаментальных работ [Измененные околорудные породы, 1954; Метасоматические изменения ..., 1966; Проблемы метасоматизма, 1970; Метасоматизм и рудообразование, 1974, 1975, 1978, и др.], на основе которых с привлечением других публикаций дается обобщенная характеристика локальных метасоматических формаций.

### **Проявления преимущественно кислотного метасоматоза**

**Грейзеновая формация.** Гидротермально-метасоматические образования, сформированные в результате процесса грейзенизации пород различного состава, объединяются в единую метасоматическую формацию (ЛМФ). При этом под процессом грейзенизации понимается «... процесс высокотемпературного (500—300 °С) метасоматоза с широким участием в ходе минералообразования летучих — F, Cl, а также В, протекающей в широком диапазоне давлений при эволюции растворов от кислотных к щелочным.»

[Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971, с. 13]. На данном уровне рассмотрения, видимо, можно не анализировать обстоятельности (гранитные интрузии), вызвавшие данный процесс, но необходимо все же подчеркнуть глубинность процессов грейзенизации в отличие от условий образования аргиллизитов, березитов и вторичных кварцитов. Оптимальный интервал глубин проявления грейзенизации составляет 3—4 км со сравнительно редкими отклонениями до 1,5 км [Щерба Г. Н., 1968 г.].

В реакциях замещения высокой активностью обладают галогены, а также кремний и алюминий. На общем фоне преобладающего выноса щелочных и щелочноземельных металлов инертнее других ведет себя калий, частично закрепляющийся в новообразованном мусковите.

Грейзенизация является весьма характерным гидротермально-метасоматическим изменением наиболее кислых гранитов, в которых встречаются полнопроявленные тела грейзенов с разнообразными ореольными минералами и с центральными мусковит-кварцевыми жилами, а также обширные зоны распространения грейзеновых ассоциаций, нередко охватывающие подобные массивы в целом (мусковитовые граниты). Менее выразительны проявления грейзенизации в умеренно кислых гранитах, гранитоидах повышенной основности, а также в терригенных, вулканогенных и метаморфических породах алюмосиликатного состава. Тела собственно грейзенов здесь редки, но размах проявления грейзеновых эпипород часто бывает весьма большой. В этих условиях значительно реже встречаются ореольные минералы грейзенов (флюорит, топаз, лепидолит и др.), характерные для грейзенизированных ультракислых гранитов; несколько чаще отмечается лишь турмалин. Наиболее специфичен процесс грейзенизации в основных-ультраосновных, карбонатных породах и скарпах. Возникающие при этом существенно отличные от собственно грейзенов по структурно-вещественным признакам метасоматиты названы грейзеноидами. В качестве грейзеноидов могут быть отмечены полевошпат-слюдяные и пирит-флюорит-кварц-слюдяные метасоматиты по основным — ультраосновным породам, кварц-флюоритовые, флюорит-слюдяные, топаз-слюдяные, полевошпат-флюоритовые метасоматиты по скарпам и слюдисто-флюоритовые метасоматиты (слюдиты) по карбонатным породам.

Типовая метасоматическая колонка развития процесса грейзенизации в гранитах имеет следующий вид [Коржинский Д. С., 1955 г.; Жариков В. А., Омеляненко Б. И., 1965; Казицын Ю. В., 1972]:

0. Q + KFsp + Pl + Bt + Mt (Гранит)

1. Q + KFsp + Ab + Ms + Bt

2. Q + KFsp + Ab + Ms

3. Q + KFsp + Ms

4. Q + Ms

5. Q } Грейзен

Для апокарбонатных грейзеноидов в метасоматической колонке выделяется первая зона флюоритизации и альбитизации и вторая зона слюдисто-флюоритовых или существенно флюоритовых новообразований [Говоров И. Н., 1960 г.]. В основных—ультраосновных породах отмечается полевошпатовая и полевошпат-слюдяные зоны и т. п. По породам основного — среднего состава формируются колонки с амфиболом и биотитом во внешних зонах, с биотитом и мусковитом — в промежуточных и с мусковитом, кварцем и флюоритом — во внутренних [Омельяненко Б. И., 1978, с. 152]. Для апоскарновых грейзеноидов в метасоматической колонке устанавливается внешняя зона флюорит-полевошпатовых новообразований, промежуточная — топаз-флюорит-слюдяных новообразований и внутренняя зона — кварц-топазового состава [Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971].

Кроме тенденции к формированию монокварцевых внутренних зон в ходе грейзенизации иногда отмечается концентрирование во внутренних зонах высокоглиноземистых минералов (мусковита, топаза, андалузита и др.), но чаще фиксируется устойчивое сонахождение кварца с мусковитом или топазом или другими алюминийсодержащими минералами. Более подробные данные по особенностям вещественного состава производных процесса грейзенизации имеются в работах Г. Н. Щербы [1968 г.], Д. В. Рундквиста и соавторов [1971] и в других публикациях.

Процессы грейзенизации развиваются в разнообразных геологических условиях, но особенно часто в эндоконтактных, прикровельных частях гранитоидных интрузий и лишь иногда вне видимой связи с конкретными плутонами.

**Вторичнокварцевая формация.** Вторичнокварцевая метасоматическая формация объединяет разнообразные гидротермалиты, формирующиеся в ходе кремнекислотного гидротермально-метасоматического процесса с довольно расплывчатыми термодинамическими параметрами. Ряд исследователей рассматривает этот процесс как малоглубинный аналог грейзенизации [Коржинский Д. С., 1955; Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971, и др.]. Другие — как фумарольно-сульфатарную деятельность в приповерхностной и поверхностной зонах [Наковник Н. И., 1968], не отделяя ее от процессов аргиллизации. Таким образом, можно выделить два смыкающихся и даже частично перекрывающихся друг друга по физико-химическим параметрам петрогенетических процесса, в ходе которых формируются вторичные кварциты: а) процесс субвулканической фации глубинности — собственно вторичнокварцевый и б) процесс приповерхностной сульфатарной фации глубинности — аргиллизитовый.

В данном разделе мы рассмотрим производные процесса вторичной кварцитизации как малоглубинного (1—2 км) и средне-температурного (200—400 °С) кислотного метасоматоза под влиянием гидротермальных растворов с повышенными концентрациями  $H_2S$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $CO_2$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Cl$ , при высокой активности в реакциях

замещения Si, Al, Ti и ориентировочных значениях  $pH=2\div 6$  [Наковник Н. И., 1968, с. 277]. Отмеченные физико-химические параметры отличают данный вторично-кварцитовый петрогенетический процесс от грейзенизации меньшей глубиной, более низкими температурами, повышенной ролью сероводорода и сульфат-иона, предположительно более высокой активностью титана.

В результате воздействия этих растворов на алюмосиликатные преимущественно вулканогенные породы кислого и среднего состава возникают типичные вторичные кварциты. Характерная метасоматическая колонка имеет следующие зоны [Коржинский Д. С., 1955, с. 422]:

0. Разложенный кварцевый порфир

1.  $KFsp + Ab + Q + Ser + Chl$

2.  $KFsp + Ab + Q + Ser$

3.  $Ser + KFsp + Q$

4.  $Ser + Q$

5.  $And + Q$  } Вторичный кварцит

6.  $Q$

В качестве акцессорных минералов в различных зонах этой колонки могут присутствовать пирит или гематит, рутил, часто апатит. Во внутренних зонах кроме андалузита или вместо него встречаются корунд, диаспор, алунит, зунит, диккит, пирофиллит, каолинит и другие высокоглиноземистые минералы. Частные примеры зональности от внешних зон к внутренним приводит Н. И. Наковник [1968, с. 271]:

1.  $Q + Ser \rightarrow Q + Dik$  или  $Q + Pir \rightarrow Q + Aln \rightarrow Q + Dsp \rightarrow Q + Crn$

2.  $Q + Ser \rightarrow Q + And \rightarrow Q + Crn \rightarrow Q$

3.  $Q + Ser \rightarrow Q + Pir \rightarrow Q + Dsp$  или  $Q + And \rightarrow Q + And + Crn$

В каждой зоне присутствуют рутил, пирит или гематит. Более подробные сведения о вещественном составе вторичных кварцитов приведены в работах Н. И. Наковника [1954 г., 1968] и в других публикациях.

Развитие рассматриваемого гидротермально-метасоматического процесса по терригенным и интрузивным алюмосиликатным породам нормального ряда не приводит к формированию существенно отличных минеральных парагенезисов. Остаются слабо изученными характерные особенности апокарбонатных, апогипербазитовых и других кварцитоидных новообразований.

Геологические условия образования вторичных кварцитов весьма разнообразны. В более узких рамках сделанного выше ограничения данная локальная метасоматическая формация тяготеет к осадочно-вулканогенным толщам, прорванным более поздними гранитоидными интрузиями, но отмечается также и вне связи с конкретными плутонами.

**Аргиллизитовая формация.** Аргиллизитовая формация включает рассмотренные ранее аргиллизиты, аргиллизитовые эпипороды и аргиллизитоиды, возникающие в породах различного состава под влиянием гидротермального раствора с определенными физико-химическими параметрами. Некоторые исследователи рассматривают процесс аргиллизации исключительно как фумарольно-сульфатарную деятельность в приповерхностных зонах вулканических построек с участием резко окислительных сульфатно-гидрокарбонатных и сульфатно-галонидных растворов [Уайт Д. Е., 1965 г.; Набоко С. И., 1963 г.; Наковник Н. И., 1968; Павлов А. Л., 1976, и др.]. Другие отождествляют его с завершающими среднетемпературными стадиями процессов грейзенизации, березитизации и прочих изменений на гипо- и мезотермальных плутоногенных месторождениях [Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971, и др.]. Третья группа авторов подчеркивает возможность проявления аргиллизации за счет гидрокарбонатных растворов в приповерхностных зонах тектонически нарушенных терригенно-карбонатных и вулканогенно-карбонатных толщ слоистого строения [Федорчук В. П., 1969; Щербань И. П., 1975; Бергер В. И., 1978, и др.].

Общим моментом большинства представлений об аргиллизации является то, что это гидротермальный метасоматический процесс под влиянием кислых, сравнительно низкотемпературных, существенно водных растворов, характерный для малоглубинных и приповерхностных условий. Температурный интервал аргиллизации, видимо, достаточно широк (300—50 °С), но чаще указывается более узкий диапазон (200—50 °С). Характерны большие вариации значений Eh за счет приповерхностных условий протекания процесса. Отличительной особенностью процесса аргиллизации является окисление в ходе его развития сульфид-ионов в сульфат-ионы, что приводит к резкому повышению кислотности (pH=1÷2) ранее слабокислых растворов (pH=5÷6) и к отчетливой вертикальной зональности продуктов аргиллизации. Кроме отмеченных анионов в составе растворов предполагается наличие  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ , F<sup>-</sup> и, возможно, других. В реакциях замещения установлена высокая активность кремния и алюминия на фоне преобладающего выноса щелочных и щелочноземельных металлов, при этом калий частично фиксируется в гидрослюдах и других минералах, но в меньшей степени, чем во вторичных кварцитах и грейзенах.

Перечисленные физико-химические параметры заметно отличаются процесс аргиллизации от ранее рассмотренных процессов грейзенизации и вторичной кварцитизации, хотя различие с последним выражено менее четко. Более глубинный и более высокотемпературный процесс приконтактового образования вторичных кварцитов, описанный выше, выделяется образованием высокотемпературных окислов глинозема, низкой активностью фтора и рядом других особенностей. В то же время в ходе процесса аргиллизации также возникают метасоматиты, которые принято называть вторичными кварцитами (опалитами и др.). Они фиксируют



ультракислую сульфатную зону аргиллизации (фумарольно-сульфатарная шляпа), обычно расположенную гипсометрически выше собственно аргиллизитов.

Процесс аргиллизации одинаково широко и интенсивно проявляется в разнообразных по составу и происхождению породах (интрузивных, вулканических, метаморфических, терригенно-осадочных и даже карбонатных). Однако наиболее характерным он является для вулканических пород кислого, умереннокислого и среднего состава. В районах сольфатарно-фумарольной деятельности ореолами аргиллизации нередко охвачены обширные площади, измеряемые многими квадратными километрами и имеющие в наиболее тектонически нарушенных локальных участках полнопроявленные зонально построенные каолинитовые и каолинит-гидросерицитовые аргиллизитовые метасоматиты, алунитовые и серные вторичные кварциты, кварцевые и кварц-халцедоновые жилы и прожилки. Не менее выразительно процесс аргиллизации протекает в породах среднего и основного состава. Однако здесь помимо кварца, гидросерицита и каолинита широким распространением пользуются хлорит и монтмориллонит (главным образом во внешних зонах). Тела полнопроявленных кварц-каолинитовых и кварц-гидросерицитовых метасоматитов отмечаются столь же часто, как и в кислых породах, хотя и значительно уменьшаются в размерах. Наиболее специфическое минеральное выражение процесс аргиллизации приобретает в ультраосновных и карбонатных породах. Возникающие при этом метасоматиты (аргиллизитоиды) существенно отличаются от собственно аргиллизитов. В качестве аргиллизитоидов по ультраосновным породам наиболее часто встречаются серпентин-тальковые, тальк-карбонатные и кварц-тальк-карбонатные метасоматиты, а по карбонатным породам — опал-халцедоновые и халцедон-кварцевые гидросерицитсодержащие гидротермалиты, получившие в геологической литературе специальное название джаспероидов [Федорчук В. П., 1969; Бергер В. И., 1978 и др.].

Типовая метасоматическая колонка развития процесса аргиллизации в амфибол-биотитовых гранитах имеет следующее строение [Казицын, Ю. В., 1972]:

0. Q + KFsp + Pl + Bt + Amf (Гранит)

1. Q + KFsp + Pl + Chl + Cc

2. Q + KFsp + Ab + Chl + Mnt + (Cc)

3. Q + KFsp + HSer + (Mnt)

4. Q + Ka + HSer

5. Q + Ka

6. Q

} Аргиллизит

В качестве аксессуарных минералов в различных зонах этой колонки могут отмечаться гематит или пирит, флюорит, барит и ряд других более редких минералов, в том числе и рудных. Во

внутренних зонах метасоматической колонки аргиллизитов, и особенно часто на более высоких, чем аргиллизиты, гипсометрических уровнях, возникают кварц-серицитовые, кварц-серицит-алунитовые и кварц-каолинит-алунитовые вторичнокварцитовые ассоциации при резко подчиненной роли или полном отсутствии сульфидов. В средних и основных породах метасоматическая колонка аргиллизации принципиально не отличается от только что рассмотренной. Изменения касаются главным образом состава внешних и промежуточных зон, в которых начинают преобладать хлорит и монтмориллонит в ассоциации с карбонатом. Во внутренних зонах этих колонок гидросерицит обычно преобладает над каолинитом и кварцем. Для апокарбонатных аргиллизитоидов (джаспероидов) в метасоматической колонке выделяются зоны: внешняя — доломитизации и кальцитизации, промежуточная — карбонатизации и окварцевания и внутренняя — окварцевания с образованием халцедона и реже опала [Бергер В. И., 1978]. В ультраосновных породах устанавливается следующая последовательность зон от внешних к внутренним: 0) серпентинизации, 1) карбонатизации и оталькования, 2) окварцевания и карбонатизации, 3) окварцевания [Казицын Ю. В., 1972]. Более подробные сведения по особенностям проявления процесса аргиллизации в породах различного состава можно найти в работах Н. И. Наковника [1968], В. П. Федорчука [1969], Г. Т. Волостных [1972 г.], Ю. В. Казицына [1972], И. П. Щербаня [1975], Б. И. Омеляненко [1978], А. С. Борисенко и А. А. Оболенского [1978 г.].

Процессы аргиллизации проявляются в разнообразных геологических обстановках, но редко в связи с конкретными интрузивными массивами. Гидротермально-метасоматические образования аргиллизитовой формации особенно характерны для осадочно-вулканогенных толщ и в некоторых случаях для терригенно-карбонатных отложений.

**Березитовая формация.** Березитизация в качестве обособленного петрогенетического процесса характеризуется широким диапазоном термодинамических условий, позволяющим выделить несколько ступеней. Однако есть одна общая особенность этого процесса, требующая специального рассмотрения. В составе березитов, как правило, сосуществуют два минеральных парагенезиса, обуславливающих неравновесный характер статистически устойчивой березитовой ассоциации. Первый — несколько более ранний и обычно доминирующий парагенезис представлен кварц-светлослюдистыми образованиями, устойчивыми в кислых гидротермальных растворах. Второй парагенезис представлен минералами, устойчивыми в слабощелочных и щелочных растворах (хлорит, карбонат, иногда альбит или калишпат и др.). Последний парагенезис часто имеет прожилковые, струйчатые, шнуровидные формы выделения. Такое постоянно фиксируемое сочетание кислотного и щелочного парагенезисов рассматривается некоторыми исследователями как сопряженность кислотной стадии и стадии осаждения (в понимании Д. С. Коржинского). Причем в работе В. А. Жарикова и

Б. И. Омеляненко [1978] такое сопряжение определяется уже как единый петрогенетический процесс, что полностью согласуется с нашими представлениями в отношении березитизации [Плющев Е. В., Ушаков О. П., 1972; Плющев Е. В., 1975 и др.]. Это сопряжение кроме фильтрационного эффекта в ряде случаев может быть объяснено подземным вскипанием гидротерм, отделением паровой фазы, превращающейся в кислый конденсат, и запаздывающим наложением ошелоченного остаточного гидротермального раствора [Набоко С. И., 1963]. Такое объяснение обязывает рассматривать березитизацию как своеобразный барьерный процесс, вызывающий резкое нарушение равновесия в гидротермальном растворе. Это хорошо согласуется с представлениями некоторых ученых о промежуточном положении березитов между пропилиитами и вторичными кварцитами [Наковник Н. И., 1968], а также с тем, что березиты обладают явно повышенной рудоносностью.

Рассмотрение березитизации в качестве своеобразного барьерного петрогенетического процесса приводит к предположению о возможности выделения по крайней мере трех уровней его проявления: грейзенизации, вторичной кварцитизации, аргиллизации,— что полностью согласуется с реально существующими и описанными в предыдущей главе гидросерицитовыми, серицитовыми березитами и мусковитовыми березит-грейзенами. Таким образом, представляется возможным выделить: а) аргиллизит-березитовый процесс формирования гидросерицитовых березитов и березитоидов в низкотемпературных (250—50 °С) приповерхностных (1—2 до 0,5 км) условиях; б) вторичнокварцит-березитовый мало-глубинный (1—2 км) и среднетемпературный (350—200 °С); в) грейзен-березитовый глубинный (3—4 км) высокотемпературный (400—300 °С). Важно отметить, что два первых процесса проявляются как в пограничных зонах ареалов аргиллизации и вторичной кварцитизации соответственно, так и совершенно самостоятельно; это и послужило основанием для выделения их производных в особую метасоматическую формацию. Третий процесс обычно не отделяется от процесса грейзенизации.

Самостоятельная березитовая формация (по нашему мнению, она должна быть подразделена на две метасоматические формации) подробно рассматривалась Б. И. Омеляненко [1966 г., 1968 г.], Ю. В. Казицыным [1970 г., 1972], И. П. Щербанем [1975 г.], В. Н. Сазоновым [1975] и другими исследователями. Ее формирование связывается с воздействием слабокислых ( $pH=7\div 5$ ) низко-среднетемпературных гидротермальных растворов, существенно карбонатных, восстановительных, многосернистых. В ряде случаев устанавливается повышенная активность бора при резко подчиненной роли фтора и переманном значении других галогенов.

Процесс березитизации наиболее отчетливо проявляется в породах кислого и умеренного состава (гранитах, гранодиоритах, фельзитах, дацитах, аркозовых песчаниках и т. д.). Формирующиеся в этих условиях ореолы березитизированных пород характеризуются

ются большими размерами и содержат в наиболее проработанных участках пород кварц-серицитовые метасоматиты с переменным количеством прожилковых обособлений хлорита, карбоната (особенно сидерита или анкерита) и полевых шпатов. Породы среднего и основного состава также нередко интенсивно подвергаются процессу березитизации. Однако в отличие от кислых пород размеры ореолов изменения в них в десятки раз меньше, а состав минеральных новообразований меняется в сторону увеличения хлорита и карбоната за счет уменьшения количества кварца и реже серицита. При взаимодействии березитизирующих растворов с гипербазиитами или известняками возникают гидротермально-метасоматические образования, существенно отличные по структурно-вещественным признакам от березитов. Среди апогипербазитовых березитондов можно отметить листовениты-метасоматиты фуксит-карбонатного состава, карбонат которых представлен магнезитом и брейнеритом, реже анкеритом, сидеритом и доломитом [Бородаевский Н. И., 1960; Сазонов В. Н., 1975; Щербань И. П., 1975; Борисенко А. С., Оболенский А. А., 1978 г., и др.]. При развитии процесса березитизации по карбонатным породам возникают березитоиды существенно карбонатного, реже тальк-карбонатного, кварц-карбонатного и серпентин-карбонатного состава [Жариков В. А., 1959 г.; Щербань И. П., 1975, и др.].

Метасоматическая колонка процесса березитизации в умеренно кислых породах имеет следующий вид [Жариков В. А., 1959 г.]:

- |                                   |           |
|-----------------------------------|-----------|
| 0. Разложенный дацит-порфир       |           |
| 1. Q + KFsp + Ab + Ser + Chl + Cc |           |
| 2. Q + Ab + Ser + Ank + Chl       |           |
| 3. Q + Ser + Ank + Chl            |           |
| 4. Q + Ser + Ank                  | } Березит |
| 5. Q + Ser                        |           |
| 6. Q                              |           |

В качестве типоморфных второстепенных минералов во всех зонах колонки могут отмечаться прожилковые выделения хлорит-карбонатного, реже полевошпат-хлорит-карбонатного составов, фиксирующие проявление сопряженной с кислотным выщелачиванием стадии субщелочного метасоматоза. Нередко новообразования хлорита и карбоната с примесью полевых шпатов нацело вытесняют кварц из внутренних зон метасоматической колонки, образуя существенно хлорит-карбонатные или кварц-хлорит-карбонатные полиминеральные метасоматиты. В качестве примесей в разных зонах метасоматической колонки встречаются: пирит, гематит, лейкоксен, рутил и др. Для них устанавливаются следующие закономерности распределения: лейкоксен и гематит характерны для внешних зон; в промежуточных зонах гематит замещается пиритом, а лейкоксен — рутилом; турмалин обычно проявляется во внутренних зонах, где он нередко приобретает порообразующее

значение, формируя кварц-турмалиновые, кварц-серицит-турмалиновые и кварц-хлорит-турмалиновые агрегаты. В таких случаях в метасоматической колонке березитов, особенно развивающихся в интрузивных породах монцонитоидного ряда, обнаруживается повышенная устойчивость первичного калишпата и образование порфиробластических обособлений нового — вторичного калишпата, главным образом, ортоклаза [Казицын Ю. В., 1972]. В породах среднего и основного состава особенности строения метасоматической колонки березитов принципиально не отличаются от только что рассмотренной.

Характеристика процесса березитизации в ультраосновных породах особенно подробно дана в работах В. Н. Сазонова [1975] и И. П. Щербаня [1975]. Приведенные этими авторами метасоматические колонки лиственитов могут быть выражены в следующем обобщенном виде:

0.  $(Ol + Py + Mt) + Srp$  (Серпентинизированный перидотит)
1.  $(Ol + Py + Mt) + Srp + Tal$
2.  $Tal + Mag + (Srp)$
3.  $Tal + Mag + (Q)$
4.  $Q + Mag + Fcs$  (Лиственит)

При этом В. Н. Сазоновым [1975] отмечается, что на Березовском золоторудном месторождении во внутренних зонах колонки лиственитов в качестве характерной примеси часто наблюдается турмалин, пирит и крупночешуйчатый серицит, нередко переходящий в мусковит. В карбонатных породах процесс березитизации, как правило, не сопровождается возникновением ярко выраженной метасоматической зональности. В этих условиях обычно образуется внешняя зона доломитизации или просто перекристаллизации первичного карбонатного материала и внутренняя зона слабого окварцевания и кальцитизации [Щербань И. П., 1975].

Более детальная характеристика метасоматических колонок березитов приводится в работах Б. И. Омеляненко [1966 г., 1968 г.], В. И. Рехарского [1977], Ю. В. Казицына [1972], В. Н. Сазонова [1975], И. П. Щербаня [1975], В. Б. Чекваидзе [1978] и других.

Березитизация проявляется в породах самого разнообразного состава и происхождения, часто вне видимой связи с магматическими телами. Повсеместно производные этого процесса контролируются зонами повышенной проницаемости и характеризуются тесной ассоциативностью с продуктами субщелочного метасоматоза (пропилитами).

### **Проявления преимущественно субщелочного метасоматоза**

**Скарновая формация.** Скарны как производные определенного физико-химического процесса изучены наиболее досканально. В. А. Жариков [1968 г., с. 224] дал следующее определение скар-

нов: «... метасоматические породы, сложенные известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами, возникающие в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия карбонатных пород с магмой, интрузивными или другими алюмосиликатными породами при посредстве магматогенных растворов».

Расширенное понимание процессов скарнообразования коснулось в первую очередь условий глубинности их проявления. Выделяются фации: гипабиссальная (1—4 км), мезоабиссальная (от 3—4 до 15—16 км) и абиссальная (от 15—16 до 30—40 км). Две последние фации глубинности выходят далеко за пределы той части земной коры, где формируется основная масса гидротермальных месторождений.

Говоря о гидротермальной деятельности как об определенном геологическом явлении, следует учитывать ее реальные глубинные ограничения, имеющие объективные основания (устойчивость жесткого каркаса пород, различное давление на твердые и жидкие фазы в ходе минералообразования и др.). Таким ограничениям отвечает лишь одна гипабиссальная фация, которая в принятых нами членениях глубинности гидротермальной деятельности подразделяется на умеренно глубинную (от 5—6 до 3—4 км), малоглубинную (от 3—4 до 1—2 км) и приповерхностную (от 1—2 до 0 км). В этой градации процесс скарнирования наиболее характерен для умеренно глубинных условий, реже для малоглубинных. Скарны абиссальных и мезоабиссальных фаций, встречающиеся преимущественно в докембрийских толщах, в дальнейшем не рассматриваются.

Процессы скарнообразования обычно развиваются в горячих контактах карбонатных пород и интрузий начиная с докристаллизационных стадий их становления. В контакте с магмой могут возникать только магнезиальные наиболее высокотемпературные скарны, которые вместе с более поздними постмагматическими скарновыми парагенезисами многими исследователями выделяются в самостоятельную метасоматическую формацию магнезиальных скарнов [Шабынин Л. И., 1973 г.]. В контактах с раскристаллизованными остывающими интрузиями в зависимости от состава вмещающих пород формируются преимущественно известковые, но иногда и магнезиальные скарны. Таким образом, по сочетанию контактирующих сред и температурам образования обособляются существенно различные в вещественном отношении магнезиальные и известковые скарны.

По механизму образования выделяются контактово-инфильтрационные и диффузионно-биметасоматические скарны, различия которых детально рассмотрены Д. С. Коржинским [1948 г., 1955, 1969]. Практическое разграничение парагенезисов одного и другого механизма образования — задача не простая и часто не решаемая однозначно. Признаком диффузионного минералообразования является изменчивость изоморфного состава минералов в пределах одной зоны метасоматической колонки, а также

небольшие размеры таких зон и другие морфологические отличия скарновых тел [Жариков В. А., 1968]. В природных условиях широко распространены смешанные механизмы скарнообразования.

В зависимости от среды минералообразования в первую очередь различаются экзо- и эндоскарны. Особенно существенны эти различия при карбонатном составе вмещающих пород и менее существенны при сочетании алюмосиликатных сред. Таковы, например, так называемые автореакционные скарны, развивающиеся без контактово-реакционного взаимодействия в ультрабазитах, щелочных ультрабазитах и габброидах [Жариков В. А., 1968]. Надо подчеркнуть, что на практике встреча скарновых тел и рассеянной скарновой минерализации вне непосредственного контакта интрузии с вмещающими ее породами — явление нередкое. Кроме экзо- и эндоскарнов выделяются околоскарновые и близскарновые метасоматиты со своими диагностическими признаками [Овчинникова Л. В., Овчинников Л. Н., 1974]. Существенно отличные по составу от скарнов, но возникающие под влиянием тех же флюидов околоскарновые и близскарновые породы могут быть названы скарноидами\*.

В целом установлено, что скарнирование происходит в результате субщелочного — близнейтрального метасоматоза при высокой активности средних оснований (Ca, Mg, Fe). Однако в ряде случаев фиксируется повышенная активность щелочей (K, Na) с возникновением калишпата, альбита, скаполита и других минералов. В. А. Жариков [1968, с. 267] для известковых скарнов выделяет три фации щелочности: а) пироксен-плаггиоклазовую или просто плаггиоклазовую (нормальной щелочности); б) пироксен-скаполитовую или просто скаполитовую (повышенной щелочности); в) ортоклаз-гранатовую или просто ортоклазовую (высокой щелочности). Переход к полевошпатсодержащим скарнам иногда сочетается с соответствующей специализацией родоначальной интрузии.

Скарнообразование протекает в широком температурном диапазоне (от 1000—900 до 500—400 °С). Максимальные температуры (1000—650 °С) указываются для магнезиальных скарнов [Шабынин Л. И., 1974]. Для известковых скарнов В. А. Жариков [1968] выделяет следующие температурные фации: а) волластонит-плаггиоклазовую (750—800 °С); б) пироксен-гранат-волластонитовую (550—750 °С); в) пироксен-гранатовую (500—550 °С); г) гранат-эпидотовую (450—500 °С); д) пироксен-эпидотовую (350—450 °С). В целом оптимальный интервал температур составляет 900—400 °С и соответствует надкритической практически безводной области гидротермальной деятельности.

Проанализировав основные вариации скарнов в зависимости от изменения физико-химических условий их образования, можно подойти к общему определению петрогенетического процесса скар-

---

\* По В. А. Жарикову [1968, с. 356], скарноидами называются экзоскарны по карбонатным породам с примесью алюмосиликатного материала.

нообразования (скарнирования), так же как это было сделано в ранее рассмотренных формациях. Скарнирование как проявление гидротермальной деятельности — это субщелочной метасоматоз с высокой активностью в реакциях замещения щелочноземельных оснований, а также кремния и алюминия, протекающий в широком диапазоне высоких температур (900—400 °С) в глубинных (реже малоглубинных) условиях (от 5—6 до 3—4, реже 1—2 км) под влиянием надкритического флюида с низкой активностью гидроксил-ионов и других летучих компонентов, способного к разложению карбонатов и извлечению углекислоты.

Существует мнение о широком участии в ходе скарнообразования летучих компонентов, но это плохо согласуется с фактическими минеральными парагенезисами скарнов. В этом отношении данный петрогенетический процесс наиболее заметно отличается от проявляющихся в близких термодинамических условиях процессов грейзенизации, калишпатизации, альбитизации и фельдшпатолитизации, которые характеризуются повышенной активностью легколетучих компонентов. Перечисленные петрогенетические процессы при условии их проявления в связи с тем же плутоном, который вызвал скарнирование, могут последовательно сменять друг друга, совмещая свои производные на отдельных участках.

Такие сложные сочетания гидротермально-метасоматических образований, сформированные родственной совокупностью петрогенетических процессов, часто вызываются интрузиями повышенной кислотности (лейкократовые граниты, аляскиты) или повышенной щелочности (нефелиновые сиениты, щелочные граниты и т. п.). В то же время процесс скарнирования как таковой особенно в отношении экзоскарнов мало зависит от состава материнских интрузий. Более существенно влияние состава вмещающих пород.

Рассмотрим некоторые примеры. В контакте доломитов или доломитизированных известняков с гранитной магмой процесс образования магнезиальных скарнов характеризуется следующей колонкой [Жариков В. А., 1968; Шабынин Л. И., 1974]:

0. Доломитизированный известняк

1. Dol + Per + Cc

2. For + Shp + Cc

3. Py + For + Shp

4. Py + Shp

} Магнезиальный скарн

00. Гранитный расплав

Магматогенными растворами привносились кремний, алюминий, железо; выносилась углекислота. В каждой зоне мог образовываться магнетит.

В рассматриваемом диапазоне глубин постмагматические магнезиальные скарны не образуются. В послекристаллизационный период остывания интрузии и ореола ее контактового прогрева образуются известковые скарны, а также происходит преобразование ранее сформированных магнезиальных скарнов. При этом



отмечается серия характерных минеральных преобразований [Шабынин Л. И., 1974]: а) во внешней зоне периклаз замещается бруситом; б) форстерит и шпинель переходят в клиногумит, хондродит, флогопит; в) пироксен и шпинель сменяются флогопитом и паргаситом. В случае развития известковых скарнов по магнезиальным возникают сложные по составу и строению метасоматические колонки. Возрастает относительная роль магния в пироксене, везувиане, волластоните и других минералах, а также появляются такие характерные минералы, как монтичеллит, мервинит, геленит, ксантофиллит [Шабынин Л. И., 1974].

При самостоятельном развитии известковых скарнов их состав предопределяется составом замещаемых пород. Наиболее простые колонки, состоящие из двуминеральных пироксен-гранатовых и мономинеральных пироксеновых или гранатовых зон, встречаются в известняках. В гранитоидах, по данным В. Г. Боголепова [1966 г.], отмечаются следующие зоны:

0. Q + KFsp + Pl + Bt + Amf (Гранит)
  1. Py + Pl + KFsp (Околоскарновая порода)
  2. Py + KFsp
  3. Py + Gr
  4. Gr
  5. Mt
- } Эндоскарн

В вулканитах Тургая, по материалам И. А. Кочергина, М. А. Савушкина [1975 г.], устанавливается несколько отличная метасоматическая колонка, отражающая повышенную щелочность флюидов:

0. Вулканогенная порода
1. Ab + KFsp
2. Py + Skp
3. Py + Gr
4. Py + Gr + Mt

Сходное строение метасоматической зональности установлено в роговиках Тырныауза Е. Н. Граменицким, Н. А. Елисеевой, А. Г. Ивановым [1974 г.]:

0. Биотит-амфиболовый роговик
  1. Amf + KFsp
  2. KFsp + Py
  3. Py + Pl
  4. Py + Gr
  5. Gr
- } Околоскарновые породы

В контакте со специализированными интрузиями лейкогранит-аляскитовой, гранит-щелочногранитовой и других подобных формаций в скарнах появляются характерные минералы грейзенов и полевошпатовых метасоматитов (кварц, мусковит, флюорит, топаз,

калишпат и др.). Конкретные примеры таких совмещений описаны во многих публикациях [Пэк А. В., 1962 г.; Рехарский В. И., 1966 г.; Степанов Г. Н., 1977 г., и другие].

Наложение минеральных ассоциаций более поздних петрогенетических процессов на скарны является весьма характерным. Наиболее обычное из них так называемое гистерогенное разложение скарнов [Коржинский Д. С., 1948 г.], сопровождающееся широким развитием гидроксилсодержащих минералов, в целом не характерных для скарнов. Не менее часто отмечается замещение скарновых парагенезисов пропилитовыми, березитовыми и другими с созданием апоскарновых березитоидов, пропилититоидов и т. п.

Более подробно процессы скарнирования описаны во многих публикациях [Пилипенко П. П., 1939 г.; Шахов Ф. Н., 1947 г.; Коржинский Д. С., 1948 г., 1955; Карпова Е. Д. и Ивашенцев А. Г., 1954 г.; Жариков В. А., 1959 г., 1968 г.; Овчинников Л. Н., 1960 г.; Шабынин Л. И., 1974, и др.].

Скарны в сфере гидротермальной деятельности обычно встречаются в контактовых зонах внедренных плутонов с карбонатными и другими породами, реже на удалении от контактов.

**Пропилитовая формация.** Пропилитизация — одно из наиболее распространенных проявлений гидротермальной деятельности в малоглубинных и приповерхностных условиях. Региональные масштабы этого явления хорошо известны, но вызывает большие затруднения установление его естественных ограничений. Особенно распространено чисто геологическое обособление процесса пропилитизации и утверждение ее связи с вулканизмом [Коржинский Д. С., 1948 г. и др.]. При этом некоторые авторы относят к пропилитизации любое зеленокаменное изменение вулканогенных пород среднего и основного состава [Василевский М. М., 1973, и др.]. Иные исследователи [Русинов В. Л., 1972] различают площадное зеленокаменное изменение и пропилитизацию, но к производным последней относят минеральные ассоциации существенно разного состава (кварц-полевошпатовые, темноцветные и кварц-светлослюдистые). Обосновывается мнение об автометаморфическом [Садецкий-Кардош Е., 1961 г.] или поствулканическом [Наковник Н. И., 1963 г.] характере пропилитизации. В противовес этому доказано наложение пропилитовых парагенезисов на более поздние интрузии [Коржинский Д. С., 1948 г., и др.]. С. Н. Иванов и В. П. Логинов [1965 г.] с большой определенностью показали значительный возрастной отрыв времени формирования зеленокаменных пород Урала от периода активного вулканизма.

В условиях такого разнообразия представлений о пропилитизации возникает значительная неопределенность выделения вещественных производных этого процесса. По аналогии с описанными выше локальными метасоматическими формациями следует рассмотреть пропилитизацию как петрогенетический процесс, в ходе которого образуются пропилиты, пропилитоиды и рассеянная вкрапленность минералов пропилитовой ассоциации. Статистически устойчивые ассоциации, определяющие пропилиты как породы,

представлены четырьмя основными видами: 1)  $Ep + Chl$ ; 2)  $Ep + Chl + Fsp$ ; 3)  $Ep + Act$ ; 4)  $Ep + Act + Fsp$ . Это положение согласуется с большинством существующих представлений. Разнообразные иные минеральные ассоциации, которые относят к пропилитам, пока оставим в стороне и остановимся на физико-химической характеристике гидротермальных растворов, способных создать основные пропилитовые ассоциации. При этом мы неизбежно отвергнем предлагаемые геологические ограничения процесса пропилитизации, так как типичные пропилитовые ассоциации широко известны вне видимой связи с вулканизмом (например, в контактовых ореолах интрузий), в частности как характернейшие послескарпные парагенезисы. Весьма обычны эти ассоциации в самих гранитоидных массивах и в разнообразных вмещающих осадочных и метаморфических породах. Повсеместно эти парагенезисы носят однозначный эпигенетический характер и, естественно, являются производными единого по физико-химическим параметрам процесса. Каковы же эти параметры?

Процесс формирования основных пропилитовых парагенезисов представляет собой субщелочной железо-магний-кальциевый метасоматоз в малоглубинных (0,5—2,0 км, реже более) условиях, в широком диапазоне температур (оптимально 200—300 °C) под влиянием слабощелочных-близнейтральных водных растворов. Из катионов максимальной активностью в реакциях замещения обладают средние основания железа, магния, кальция, а в ряде случаев и щелочи калия и натрия. Для анионного состава характерны в первую очередь  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$  и сульфид-ионы, видимо, хлор.

Принято различать две термодинамические ступени пропилитизации [Коржинский Д. С., 1948 г., 1955]: а) более низкотемпературную (250—150 °C) эпидот-хлоритовую, приповерхностную, часто сопровождающуюся образованием карбоната, примесью серицита, а при повышенной щелочности раствора — альбитом или более характерным адуляром; б) более высокотемпературную (350—250 °C) эпидот-актинолитовую, малоглубинную, с меньшей карбонатностью, а при повышенной щелочности растворов также полевошпатсодержащую.

Все минералы пропилитов и их ассоциации характеризуются формированием из слабощелочных — близнейтральных или повышенной щелочности растворов. Для наиболее характерного минерала пропилитов — эпидота — резко выражена неустойчивость в кислых растворах [Русинов В. Л., 1972; Сазонов В. Д., 1975; Павлов А. Л., 1976, и др.]. В отношении хлорита И. П. Щербань [1975, с. 114] установил, что «в ... низкотемпературных гидротермальных условиях образование хлорита метасоматическим путем ... может быть реализовано при повышенных значениях pH растворов (в стандартных условиях  $pH \geq 8,5$ )». Для других минералов пропилитовых парагенезисов приводятся близкие значения [Набоко С. И., 1963; Павлов А. Л., 1976 и др.]. Отмечается высокая карбонатность пропилитизирующих растворов и значительные ва-

риации железистости эпидота в зависимости от глубины образования [Русинов В. Л., 1972]. Обширный и вполне надежный материал по физико-химическим параметрам пропилитизирующих растворов дают наблюдения в областях современного вулканизма [Набоко С. И., 1963, 1978 г.; Уайт Д. Е., 1965 г.; Штейнер А., 1966 г.; Трухин Ю. П., Петрова В. В., 1970 г., и др.]. Этот материал полностью согласуется с приведенными выше данными. Однако существуют представления о повышенной кислотности пропилитизирующих растворов [Русинов В. Л., 1972; Омеляненко Б. И., 1978].

Эти выводы базируются на отнесении к пропилитам зон кварцсерицитовых изменений в качестве членов единой метасоматической колонки. Б. И. Омеляненко [1978, с. 167], утверждая, что «пропилитизация происходит под воздействием растворов повышенной кислотности», здесь же пишет: «... кислотная направленность пропилитизации во многих случаях далеко не очевидна». В. Л. Русинов [1972] характеризует пропилитизацию как процесс, эволюционирующий в направлении возрастающей кислотности, что само по себе предполагает его исходную повышенную щелочность. Естественно, что полевошпатсодержащие парагенезисы пропилитов фиксируют еще более высокую щелочность растворов.

Таким образом, процесс пропилитизации в определенном смысле подобен процессу скарнирования, от которого отличается более низкотемпературными и менее глубинными условиями проявления. В соответствии с этим подвижная фаза представлена не надкритическим флюидом, а истинным водным раствором, обладающим несравненно большей миграционной способностью, устойчивостью состава и строения. С другой стороны, оба процесса однонаправленны в создании темноцветных железо-магний-кальциевых минеральных новообразований (преимущественно безводных в скарнах и гидроксилсодержащих в пропилитах). Оба процесса имеют более щелочные варианты проявления (появление полевых шпатов). В некоторых геологических обстановках эти процессы неразрывно связаны регрессивной в температурном отношении последовательностью петрогенетических процессов, порожденных одним геологическим событием. В других обстановках они проявляются совершенно независимо. Таким образом, пропилитизация, хотя и имеет черты сходства со скарнированием, представляет собой вполне самостоятельный петрогенетический процесс, который может быть реализован в различных породах с образованием пропилитов и пропилитоидов.

В определенном выше объеме понятия основные пропилитовые минеральные ассоциации развиваются не только в вулканитах среднего и основного состава, но и в других алюмосиликатных породах (гранитоидах, песчаниках и конгломератах, кристаллических сланцах, амфиболитах, гнейсах и др.). При этом сохраняются и основные особенности минерального состава и последовательность реакций замещения минералов исходных пород [Коржинский Д. С., 1948 г., 1955; Жариков В. А., 1959 г., и др.]. В частности,

В. А. Жариков [1959 г.] приводит почти аналогичные колонки по андезитам и гранитам Карамазара:

0. Андезит

1.  $Q + KFsp + Ab + Ser + Ep +$   
 $+ Chl + Cc$
2.  $Q + Ab + Ser + Ep + Chl + Cc$
3.  $Q + Ab + Ep + Chl + Cc$
4.  $Q + Ab + Ep + Chl$
5.  $Q + Ep + Chl$
6.  $Q + Ep$
7.  $Q$

0. Гранит

1.  $Q + KFsp + Ab + Ser + Ep +$   
 $+ Chl + Cc$
2.  $Q + KFsp + Ser + Ep +$   
 $+ Chl + Cc$
3.  $Q + KFsp + Ep + Chl + Cc$
4.  $Q + KFsp + Ep + Chl$
5.  $Q + Ep + Chl$
6.  $Q + Ep$
7.  $Q$

Образование кварца во внутренней зоне в целом характерно, но чаще это кварц-эпидотовые агрегаты, которые называют эпидозитами. Однако в ряде случаев при повышенной щелочности воздействующих растворов в качестве внутренних зон встречаются эпидот-альбитовые и эпидот-калишпатовые обособления. Для сравнения приводятся колонки по нефелиновым сиенитам [Перчук Л. Л., 1964 г.] и по сиенитам Таса-Кеминского хребта (Северная Киргизия):

0. Нефелиновый сиенит

1.  $Ab + KFsp + Ep + Lib + Chl +$   
 $+ Cc$
2.  $Ab + KFsp + Ep + Lib + Chl$
3.  $Ab + KFsp + Ep + Lib$
4.  $Ab + KFsp + Ep$
5.  $Ab + Ep + Q$
6.  $Q + Ep$
7.  $Q$

0. Сиенит

1.  $Al + Pl + Amf + Ep + Chl +$   
 $+ Cc + Ser$
2.  $Ab + Amf + Ep + Chl + Cc +$   
 $+ Ser$
3.  $Ab + Amf + Ep + Chl + Cc$
4.  $Ab + Ep + Chl + Cc$
5.  $Ab + Ep + Chl$
6.  $Ab + Ep$

Весьма специфичны процессы пропилитизации, развивающиеся в ультраосновных и карбонатных породах. Здесь помимо эпидота, а иногда и при его отсутствии, появляются уралит, серпентин, тремолит, магнезит, брейнерит и другие минералы вплоть до образования характерных пропилитоидов. На состав пропилитоидов кроме вида замещаемых пород оказывают весьма существенное влияние вариации термодинамических условий, имеющие довольно широкий диапазон. В этом отношении кроме двух наиболее характерных парагенезисов (эпидот-актинолитового и эпидот-хлоритового) отчетливо выделяется еще более низкотемпературный и приповерхностный, в составе которого широко проявлены цеолиты, карбонаты, часто гидросерицит при подчиненной роли или отсутствии эпидота.

Менее изучены биотитсодержащие пропилитовые парагенезисы, которые иногда переходят в практически мономинеральные или

биминеральные существенно биотитовые метасоматиты. Они описаны в работах Ю. Н. Размахнина [1974], С. Д. Шера и И. М. Юдина [1971] и некоторых других, но еще изучены недостаточно в качестве пропилитовых парагенезисов, к которым мы их относим предположительно. Видимо, как и полевошпатсодержащие пропилиты и пропилитоиды, эти новообразования фиксируют повышенную щелочность пропилитизирующих растворов. В целом надо отметить, что состав пропилитовой формации в принятых ограничениях изучен значительно хуже, чем у ранее описанных локальных метасоматических формаций. Это вызвано тем, что в выделении пропилитовой формации довлеют геологические критерии. Такое положение приводит, с одной стороны, к расширению фациальных условий проявления геологически обособленного эволюционирующего гидротермального процесса, т. е. к переводу этой формации (как ее выделяет В. Л. Русинов [1972]) в разряд региональных метасоматических формаций, которые мы рассматриваем в следующей главе. С другой стороны, происходит резкое сужение пропилитизации, как физико-химически определенного петрогенетического процесса, который может функционировать в разнообразных геологических ситуациях.

Придерживаясь единого принципа выделения всех локальных или петрологических метасоматических формаций, необходимо и пропилитовую формацию определить, как совокупность пропилитовых и пропилитоидных парагенезисов, возникающих в породах разного состава под влиянием единого по физико-химическим параметрам гидротермального раствора. В таком понимании пропилиты и пропилитоиды могут быть обнаружены в разнообразных геологических ситуациях и в породах любого состава. При этом значительно шире апоандезитовых и апобазальтовых пропилитов распространены апогранитовые, апометаморфитовые.

### **Проявления преимущественно щелочного метасоматоза**

**Фельдшпатитовая-I формация.** В составе этой формации рассмотрим производные высокотемпературного щелочного метасоматоза, представленные щелочно-амфиболовыми альбититами, калишпатитами, фельдшпатитами и фельдшпатитоидами. Среди этих образований, имеющих между собой много сходства в составе и закономерностях замещения исходных пород, в интервале глубин гидротермальной деятельности различают: а) приразломные образования в докембрийских толщах и б) внутри-реже околинтрузивные образования.

В обоих случаях формирование метасоматитов связывается с процессом щелочного (калиевого, натриевого или последовательно того и другого) метасоматоза под влиянием надкритического флюида в интервале температур 600—350°C (иногда до 700°C) на глубинах от 5—6 до 3—4 км (реже 1—2 км) при широком

участи галоидов и других летучих компонентов, при низкой активности углекислоты и серы, а также при повышенной активности (кроме K и Na)  $Fe^{3+}$ . Возникающие под влиянием таких растворов щелочные метасоматиты имеют определенные различия в зависимости от физико-химических условий проявления процесса и в первую очередь в зависимости от замещаемых пород.

В. Г. Кушев [1972] выделяет шесть типов щелочных метасоматитов в породах докембрия: а) в породах формации железистых кварцитов (эгириниты, магнетит-эгириновые и эгирин-щелочноамфиболовые метасоматиты); б) в толщах гнейсов и кристаллических сланцев (микроклиниты, альбититы с примесью эгирина, биотита, щелочных амфиболов); в) в гранито-гнейсах и гранитах (микроклиниты, альбит-микроклиновые породы, альбититы с примесью эгирина и щелочных амфиболов); г) в габбро, габбро-диабазе и других основных породах (щелочноамфибол-альбитовые, карбонат-альбитовые метасоматиты); д) в щелочноземельных сиенитах (эгирин-щелочноамфиболовые альбититы); е) в щелочных и нефелиновых сиенитах (эгирин-щелочноамфиболовые метасоматиты с нефелином).

Для всех типов метасоматитов характерно преобладание натриевых минералов, калишпат имеет подчиненное значение. Однако известны и собственно ортоклазовые метасоматиты, встречающиеся значительно реже [Омельяненко Б. И., 1978; Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шацкая Т. В., 1973 г., и др.] .

Окварцевание, появление метасоматитов с хлоритом и карбонатом связывается с более поздними средне-низкотемпературными процессами. В ходе рассматриваемого петрогенетического процесса кварц всегда неустойчив. В. И. Казанский, Б. И. Омельяненко и К. В. Прохоров [1974 г., с. 96] отмечают: «Микроскопические наблюдения свидетельствуют о несомненном выносе кварца при образовании альбититов, о его перекристаллизации на фронте метасоматического замещения и переотложении на путях циркуляции гидротермальных растворов».

В интрузивных массивах развитие щелочных метасоматитов происходит на фоне более ранних кремне-щелочных метасоматических образований, на что обращали внимание многие исследователи [Альбитизированные... граниты..., 1962; Коваль П. В., 1975 г.; Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М., Каперская Ю. Н., 1975 г., и др.]. При этом А. А. Беус [1968 г.] связывает появление бескварцевых полевошпатовых метасоматитов с высокой щелочностью воздействовавших растворов при температуре 500—350 °С. Здесь также преимущественно формируются натровые метасоматиты, но часто с примесью калишпата. В более редких случаях известны новообразования микроклинитов [Павленко А. С., 1973 г.] .

Более своеобразны проявления высокотемпературного щелочного метасоматоза в нефелиновых сиенитах и в их экзоконтактах с формированием фенитов. При этом в нефелиновых сиенитах возможно появление как альбититов с нефелином и эгирином, так

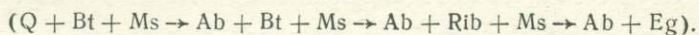
и микроклинитов с нефелином и биотитом [Перчук Л. Л., 1966 г.]. В экзоконтакте на фоне магматического замещения возникают калишпат-альбитовые метасоматиты с эгирином. Подобные экзоконтактовые фениты отмечаются и в связи со щелочными-ультраосновными породами.

Петрогенетический процесс щелочного высокотемпературного метасоматоза в относительно глубинных условиях под влиянием надкритических магматогенных флюидов вполне самостоятелен, физико-химически определен и весьма характерен для сферы проявления гидротермальной деятельности. В термодинамическом отношении этот процесс близок к скарированию, от которого отличается более высокой щелочностью воздействующих флюидов и, видимо, большим участием летучих компонентов. Сходство улавливается в поведении серы и углекислоты, различие — в большей активности  $Fe^{3+}$  по сравнению с  $Fe^{2+}$ .

Последовательность реакций замещения при формировании щелочноамфиболовых фельдшпатитов в целом сходна, но зависит от состава перерабатываемых пород, вариаций щелочности и температуры процесса.

По данным Б. И. Омеляненко [1978], И. В. Александрова [1963 г.] и других исследователей, в зонах долгоживущих разломов по докембрийским толщам отмечаются следующие замещения.

1. По сланцам богатым алюминием и сравнительно бедным железом

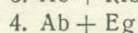
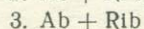
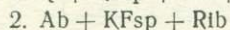
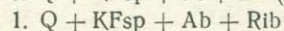
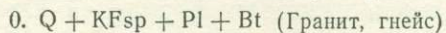


наименее устойчив кварц, затем биотит, позднее мусковит; в результате формируются существенно альбитовые породы с подчиненным рибекитом и эгирином.

2. В кварц-магнетит-амфиболовых сланцах происходит ощелачивание куммингтонита — грюнерита, замещение кварца и биотита щелочными амфиболами (родуситом, реже рибекитом) мартитизация магнетита; возникают существенно родусит-рибекитовые породы с примесью альбита и эгирина.

3. В железистых кварцитах процесс начинается с подщелачивания куммингтонита и его замещения щелочным амфиболом, за счет кварца и магнетита развивается эгирин; конечные продукты замещения представлены магнетит-эгириновыми и магнетит-щелочноамфиболовыми образованиями. В целом отмечается привнос натрия и алюминия, вынос кремния и калия, окисление двухвалентного железа.

Образование альбититов по гранитам и гнейсам докембрия иллюстрирует метасоматическая колонка, приведенная в работе В. И. Казанского и соавторов [1974 г.]:





Процессы альбитизации, проявленные в апогранитах, характеризуются большей устойчивостью кварца [Коваль П. В., 1975 г.]:

0. Биотитовый гранит

1.  $Pl + Ab + Q + Mi + Bt + Ms + Fl$

2.  $Pl + Ab + Q + Mi + Ms + Fl$

3.  $Ab + Q + Mi + Ms + Fl$

4.  $Ab + Q + Ms \pm Fl$

5.  $Ab + Q \pm Fl$

6.  $Ab \pm Fl$

Развитие фенитов по кварц-биотитовым сланцам в магматическую стадию становления интрузии нефелиновых сиенитов описаны Л. Л. Перчуком [1964 г.]:

0. Ороговикованный сланец

1.  $Ab + KFsP + Bt + Q$

2.  $Ab + KFsP + Bt$

3.  $Ab + KFsP$

4.  $Ab + KFsP + Eg$

00. Нефелиновый сиенит.

Образование микроклинов и альбититов в нефелиновых сиенитах в посткристаллизационный период иллюстрируют следующие колонки [Перчук Л. Л., 1966 г.; Омельяненко Б. И., 1961 г.]:

0.  $KFsP + Py + Ne + Mt + Ab$

1.  $KFsP + Bt + Ne + Mt$

2.  $KFsP + Bt + Ne$

3.  $KFsP + Bt$

4.  $KFsP$

0.  $Ab + Bt + Ne + Mi + Py$

1.  $Ab + Eg + Ne + Mi$

2.  $Ab + Eg + Ne$

3.  $Ab + Eg$

4.  $Ab$

В щелочных гранитах и субщелочных гранитоидах нередко отмечается развитие альбит-калишпатовых новообразований с биотитом или примесью амфиболов от щелочных до обыкновенной роговой обманки. В качестве акцессориев часто отмечаются гематит и апатит, нередко циркон и флюорит.

Высокотемпературные щелочные метасоматиты встречаются в разнообразной геологической ситуации, но главным образом в глубинных интрузивных телах, а также в докембрийских породах в зонах долгоживущих разломов.

**Фельдшпатитовая-II—III формация.** Средне- и низкотемпературные калишпатиты и альбититы объединяются в две сходные по условиям образования локальные метасоматические формации: а) калиевых метасоматитов или гумбеитов и б) формацию натриевых метасоматитов, которую ранее называли формацией кварц-альбитовых метасоматитов [Лисицина Г. А., Раудонис П. А., 1970] или натровых гумбеитов [Терентьев В. М., Беляев Г. М., Кудрявцев Б. Е., 1971 г.], а ныне предложено называть формацией эйситов [Омельяненко Б. И., Лисицина Г. А., Наумов С. С., 1974 г.]

Различие в физико-химических условиях образования этих формаций незначительные и выражаются только значениями активностей натрия и калия. В обоих случаях предусматривается проявление щелочного метасоматоза при высокой активности кроме натрия или калия карбонат-ионов и в меньшей степени оснований (Ca, Mg, Fe) под влиянием истинных водных растворов в интервале температур от 350 до 200 °С и ниже, в малоглубинных и приповерхностных условиях. Кроме отмеченных элементов повышенную активность в реакциях замещения проявляют P, Zr, Ti, нередко F и другие галоиды, в некоторых случаях В, иногда S. Отчетливую тенденцию к выносу имеет Si, а также альтернативная щелочь.

Вырисовывается довольно отчетливо две термодинамические ступени проявления охарактеризованного процесса: более высокотемпературная,  $F_{sp} + Cc + Amf$  — относительно глубинная, и более низкотемпературная  $F_{sp} + Cc + Chl$  — менее глубинная, приповерхностная. Разграничение соответствующих петрогенетических процессов в настоящее время затруднительно, так как в большинстве описаний отмеченные ступени выделяются как стадии единого более высокотемпературного или более низкотемпературного процесса. Однако примеры самостоятельного проявления низкотемпературных и среднетемпературных полевошпатовых метасоматитов все же могут быть приведены, и в дальнейшем, видимо, будет возможно более четко выделить кроме ранее описанной фельдшпатитовой-I еще фельдшпатитовую-II и III локальные метасоматические формации.

Наиболее четкой определенностью в физико-химическом отношении обладает натриевая разновидность средне-низкотемпературной фельдшпатитовой-III формации, т. е. формация эйситов. Б. И. Омеляненко [1978, с. 174—175] пишет: «Несомненно, эйситизация является ярко выраженным процессом щелочного метасоматоза, что однозначно доказывается реакцией замещения кварца и серицита альбитом. Геохимическая специализация эйситов проявляется в активности натрия и карбонат-иона, низкой активности сульфидной серы, высокой подвижности щелочей, титана, фосфора, циркония, кремния». Оптимальная температура оценивается в 250 °С,  $pH = 8 \div 10$ , глубины малые. В зависимости от состава замещаемых пород выделяются следующие фации: кварц-альбитовая (по гранитам), кальцит-альбитовая и хлорит-альбитовая (по породам основного и среднего состава), хлорит-карбонат-альбит-апатитовая (по известнякам).

Б. И. Омеляненко, Г. А. Лисицина, С. С. Наумов [1974 г., с. 160] пишут, что «...во внешних зонах метасоматических колонок темноцветные минералы замещаются хлоритом, деанортизируется плагиоклаз с образованием альбита (или олигоклаза), карбоната и, возможно, серицита, альбитизируется калишпат. В промежуточных зонах серицит полностью, а кварц частично замещаются альбитом, а хлорит — карбонатом. Во внутренних зонах происходит полное замещение пород альбитом». В качестве

типовых метасоматических колонок цитируемые авторы приводят следующие:

По диабазам	По трахилипаритам
0. $Pl + Py + Mt$	0. $Pl + KFsp + Q + Bt + Mt$
1. $Ab + Chl + Cc + Ser + Hm$	1. $Ab + KFsp + Q + Ser + Chl + Cc + Hm$
2. $Ab + Chl + Cc + Hm$	2. $Ab + Q + Chl + Cc + Hm$
3. $Ab + Ank + Hm$	3. $Ab + Q + Cc + Hm$
4. $Ab + Ank$	4. $Ab + Q + Hm$
5. $Ab$	5. $Ab + Hm$

В условиях высокого потенциала фосфора весьма характерны разнообразные карбонат-апатитовые и альбит-апатитовые парагенезисы.

Среднетемпературные разности натриевых метасоматитов обычно отмечаются в составе альбититов, локализованных зонами разломов в докембрийских толщах. Здесь на фоне главного петрогенетического процесса под влиянием надкритического флюида с образованием высокотемпературных щелочнопироксен-амфиболовых альбититов проявляется дополнительный собственно гидротермальный процесс, характерной особенностью которого является обильная карбонатизация. В парагенезисе с карбонатом и альбитом образуются флогопит, крокидолит, иногда хлорит. В данном варианте проявления отмеченный процесс образования альбит-карбонатных метасоматитов рассматривается как стадия более сложного гидротермального процесса, эволюционировавшего во времени в широком диапазоне температур.

Формация гумбеитов является менее определенной в физико-химическом отношении. Главные ее черты весьма близки к ранее описанным образованиям. В отличие от формации эйситов в принятом объеме выделения она охватывает более широкий термодинамический диапазон проявления. В. И. Казанским и Б. И. Омеляненко [1967] описаны проявления гумбеитов в зонах разлома среди докембрийских образований без видимой связи с интрузивными телами. Глубину их формирования авторы оценивают 0,7—1 км. Приводится две метасоматические колонки:

По амфиболитам	По гранито-гнейсам
0. $Pl + Amf + Mt$	0. $Q + KFsp_1 + Bt + Mt$
1. $Ab + Ser + Cc + Q + Pl$	1. $Q + KFsp_1 + Ab + Ser + Cc + Pl$
2. $KFsp + Cc + Q + Pl$	2. $Q + KFsp_1 + KFsp_2 + Cc + Pl$
3. $KFsp + Q + Pl$	3. $KFsp_2 + Q + Pl$

Отмечается постоянное присутствие хлорита, относительное преобладание карбоната в породах основного состава и повышен-

ное содержание кварца в кислых породах. Замещение кварца ортоклазом фиксируется отчетливо и в качестве конечных продуктов замещения нередко выступают существенно ортоклазовые породы с доломитом [Омельяненко Б. И., 1978], что несколько противоречит приведенным выше колонкам, но фактически имеет место. Кроме того, более поздние исследования показали значительно большую устойчивость альбита в промежуточных зонах. Положение хлорита остается не совсем ясным: очевидно только то, что он менее характерен для гумбеитов, чем для эйситов, хотя устойчив в средних частях метасоматических колонок.

Можно предположить, что калиевые метасоматиты, выделенные Ю. В. Казицыным [1970 г.] в составе оксеталитовой формации, отвечают более высокой термодинамической ступени, чем описанные выше, так как характерны для мезотермальных месторождений. Такое предположение базируется на ассоциативности этих образований с актинолитом, тремолитом, флогопитом, иногда биотитом и обычно с турмалином при широком участии сидерита и других карбонатов. В этом отношении метасоматическая колонка Гумбейского вольфрамового месторождения более подходит для иллюстрации мезотермального процесса [Казицын Ю. В., 1972, с. 99].

По граноднориту

0.  $Q + Pl + KFs_{p} + Bt + Amf + Mt + Sf$

1.  $Q + Flg + Ank + Ab + KFs_{p} + Hm + Lk$

2.  $Q + KFs_{p} + Ser + Pl + Lk$

3.  $Q + KFs_{p} + Pl$

Наличие анкерита автор отмечает и во внутренней зоне.

Актинолит-калишпатовые метасоматиты с примесью турмалина, по личным наблюдениям, широко проявлены на Мироновском медно-висмутовом месторождении, где также имеют место крупные сидеритовые жилы. При этом отсутствуют как более высокотемпературные щелочно-амфиболовые фельдшпатиты, так и более низкотемпературные калишпатиты и альбититы. Все же выделение двух температурных ступеней гумбеитов, имеющих самостоятельное петрогенетическое значение, пока еще нельзя считать обоснованным, но такая возможность вполне правомерна. Отчетливые физико-химические различия в формировании вторичнокварцитовых и аргиллизитовых формаций, эпидот-актинолитовых и эпидот-хлоритовых парагенезисов, березитов серицитовых и гидросерицитовых, наконец альбититов карбонат-хлоритовых и карбонат-амфиболовых и, видимо, подобных калишпатитов позволяют предполагать существование определенного рубежа в гидротермально-метасоматическом пороодообразовании на уровне глубин 1—2 км и температуры  $\sim 250^{\circ}\text{C}$ . В схемах рудообразования этот рубеж отвечает границе мезотермальных и эпитермальных месторождений [Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А., 1966 г.].

Значительно менее существенно, с нашей точки зрения, разграничение петрогенетических процессов одной термодинамической ступени по относительной активности калия или натрия. Уже в средних зонах метасоматической колонки она может варьировать в ту или иную сторону. Физико-химические построения И. П. Щербаня [1975] показывают, что различия между гумбентами и эйситами «... состоят в том, что для образования парагенезиса альбит + карбонат требуются более высокие активности натрия и углекислоты, чем калия и углекислоты для кристаллизации соответствующих калишпат-карбонатных ассоциаций». К сходным выводам приходят и другие исследователи, выделяющие натриевые и калиевые гумбенты [Терентьев В. М., Беляев Г. М., Кудрявцев Б. Е., 1971 г.]. Эта позиция проявляется на всех термодинамических ступенях и при различной кислотности — щелочности растворов. В частности, пропициты и березиты обеих ступеней могут содержать и альбит и калишпат. Представляется более рациональным выделение трех локальных метасоматических формаций фельдшпатитов по термодинамическим ступеням образования, а в каждой из них калишпатовые, альбитовые, а иногда и калишпат-альбитовые разновидности. Это общее положение сохраняется и для формаций кремне-щелочных метасоматитов, рассматриваемых ниже.

**Фельдшпатолитовая-I—II формация.** Проявления средне-высокотемпературного кремне-щелочного метасоматоза устанавливаются в глубинных частях многих интрузивных массивов и в гранитизированных толщах докембрия. В интрузивных массивах эти метасоматические изменения неотделимы от плутогенной гидротермальной деятельности и вполне естественно входят в сферу нашего рассмотрения. Кремне-щелочной метасоматоз, относящийся к периодам докембрийской гранитизации, характеризуется в целом абиссальными глубинами проявлениями (более 15—16 км) и только посредством крупных долгоживущих разломов взаимодействует со сферой собственно гидротермального рудо- и породообразования (семейство метасоматических формаций зон региональных разломов, по В. А. Руднику, Г. М. Беляеву, В. М. Терентьеву) [1970]. Этот в достаточной степени специфический объект исследований, непосредственно смыкающийся с метаморфическими и ультраметаморфическими образованиями, выходит за рамки проведенного анализа. Поэтому в составе фельдшпатолитовой-I—II формации рассмотрим производные средне-высокотемпературного кремне-щелочного метасоматоза, происходящего в интрузиях, внедренных в относительно холодные верхние слои земной коры.

Петрогенетический процесс формирования кварц-полевошпатовых ассоциаций в телах остывающих интрузий начинается при температурах их кристаллизации (900—600 °С) и завершается при переходе надкритического флюида в истинный раствор (450—350 °С). Флюид характеризуется узким интервалом значений рН слабощелочной области, определяемой физико-химической устойчивостью кварц-калишпатового парагенезиса. Повышение щелоч-

ности флюида ведет к замещению кварца калишпатом, а понижение щелочности — к замещению калишпата мусковитом [Щербань И. П., 1975, Павлов А. Л., 1976, и др.]. Процесс протекает при широком участии галоидов и других летучих компонентов. Высокой активностью в реакциях замещения обладают кремний и калий, позднее натрий. Щелочноземельные основания имеют преимущественную тенденцию к выносу, что приводит к разрушению плагиоклаза и первичных темноцветных минералов. Происходит процесс аляскитизации с разрастанием кварц-калишпатовых скоплений и выделением небольших количеств новообразованного биотита [Марин Ю. Б., 1976]. В дальнейшем происходит альбитизация отмеченного калишпата с образованием пертитов замещения, кайм и других форм.

Этот вполне определенный в физико-химическом смысле процесс в дальнейшем сменяется либо более щелочным процессом фельдшпатизации, либо кислотным метасоматозом — грейзенизацией. Производные этих более поздних процессов нередко пространственно совмещены и ярко выражены особенно в специализированных интрузиях лейкогранит-аляскитовой, гранит-щелочногранитовой и других формаций. В совокупности с кремне-калиевыми метасоматитами они получили обобщающее название апогранитов [Альбитизированные... граниты..., 1962].

Апогранитам посвящен ряд фундаментальных исследований [Беус А. А., 1968 г.; Минеев Д. А., 1967 г.; Коваль В. П., 1975 г.; Коваленко В. И., 1977 г., и др.]. Наибольшее внимание в этих работах отдается щелочным, главным образом альбитовым метасоматитам, которые рассмотрены нами в составе фельдшпатитовой-I формации. Однако повсеместно отмечается наиболее ранний кремне-калиевый метасоматоз, соответствующий рассматриваемому процессу.

Высокотемпературный кремне-щелочной метасоматоз проявляется не только в апогранитах, но и в большинстве гранитоидных интрузий как наиболее ранний постмагматический процесс. По данным В. А. Дворкина-Самарского, И. М. Козулиной, Ю. Н. Каперской [1975 г.], с воздействием надкритических раннещелочных растворов связывается проявление микроклинизации, альбитизации и биотитизации. Температура полевошпатовых новообразований оценивается в 800—600 °С, а биотитизации — в 300—500 °С (табл. 8). Другие авторы температуру образования описываемых фельдшпатолитов определяют близкими значениями 860—450 °С, чаще 500—600 °С (табл. 8).

В ходе развития описываемого процесса конечные продукты замещения обычно имеют полиминеральный состав и часто затушены более поздними новообразованиями так, что построение метасоматической колонки вызывает определенные затруднения. На ранних стадиях процесса происходит разложение темноцветных минералов с обособлением окислов железа и титана. Далее фиксируется замещение плагиоклаза калишпатом и альбитом с выносом кальция в раствор и перекристаллизацией кварца. Позднее

Некоторые параметры образования метасоматитов (по литературным данным)

Ступени	Названия метасоматитов	Индекс	Тип метасоматоза	Температура образования, °С	Глубина проявления, км
10	Аргиллизиты	Ар	Кислотный	70—250	Малая и приповерхностная (3—0)
	Березиты гидросерицитовые	Бг			
9	Вторичные кварциты каолинит-серицитовые	Вк <sub>1</sub>	Кислотный	100—300	
	Аргиллизиты	Ар			
8	Березиты серицитовые	Бс	Кислотный	180—300	
	Вторичные кварциты мусковит-серицитовые	Вк <sub>2</sub>			
7	Пропилиты хлоритовые, полевошпат-хлоритовые	Пх, Ппх	Субщелочной	150—250	
	Пропилиты актинолитовые, полевошпат-актинолитовые	Па, Ппа			
6	Альбититы хлоритовые, эйситы, альбит-калишпатовые метасоматиты, гумбеиты	Фх <sub>1</sub> , Фх <sub>2</sub>	Щелочной	200—300	
	Фельдшпатофиры	Флх			
5	Грейзены	Гр	Кислотный	300—450	Умеренная (6—3)
	Турмалин-хлоритовые метасоматиты	ТХ			
4	Пропилиты щелочноамфиболовые	Пщ	Субщелочной	300—450	
	Альбититы, калишпатиты актинолитовые	Фа <sub>1</sub> , Фа <sub>2</sub>			
3	Скарны известковые	Ск <sub>1</sub>	Субщелочной	400—800	
	Скарны магнезиальные	Ск <sub>2</sub>			
	Скарны нерасчлененные	Ск			
2	Альбититы щелочноамфиболовые, фениты	Фщ <sub>1</sub>	Щелочной	350—600	
1	Фельдшпатолиды биотитовые	Флб	Кремне-щелочной	400—860	

Примечание. Параметры образования метасоматитов оценены по данным О. В. Андреевой, И. В. Баншиковой, В. Л. Барсукова, А. П. Берзиной, А. А. Беуса, М. Б. Бородаевской, И. Н. Говорова, В. А. Дворкина-Самарского, Н. П. Ермакова, М. И. Ефимовой, В. А. Жарикова, Д. В. Калинина, Ю. В. Казицына, В. И. Коваленко, В. Г. Кушева, Ю. В. Ляхова, Ю. Б. Марина, Л. А. Мирошниченко, С. И. Набоко, Н. И. Наковника, Г. Б. Наумова, Б. И. Омеляненко, А. С. Павленко, А. Л. Павленко, А. Л. Павлова, Л. Л. Перчука, В. И. Рехарского, В. Л. Русинова, В. Д. Сазонова, В. И. Сотникова, А. И. Тугаринова, С. Д. Туровского, Т. Г. Филипповой, Д. Н. Хитарова, В. Н. Шарапова, Г. Н. Щербы, И. П. Щербаня, И. М. Юдина и других.

начинается альбитизация калишпата. Появляются выделения флюорита, апатита и других аксессуариев, а также биотита по обрамлению кварц-полевошпатовых обособлений.

Можно высказать предположение о существовании двух термодинамических ступеней проявления кремне-щелочного метасоматоза с рассмотренными отличительными признаками. С одной стороны, это процесс, протекающий в недрах умеренно-глубинных средне-крупнокристаллических гранитоидных массивов, сменяющийся в апикальных частях грейзенизацией. С другой стороны, может быть выделен процесс кремне-щелочного метасоматоза, протекающий в связи с гипабиссальными интрузиями порфировых структур, который нередко захватывает и их экзоконтактовую область. Вещественные различия и физико-химические особенности производных этих процессов изучены еще недостаточно, поэтому они условно объединяются под названием фельдшпатолитовая-I—II формации.

**Фельдшпатолитовая-III формация.** Фельдшпатолитовая-III формация в настоящее время другими исследователями особо не выделяется. Однако проявление кремне-щелочного метасоматоза в приповерхностных условиях имеет место и его продукты достаточно широко развиты в первую очередь в вулканитах. Эти образования характеризуются широкими ореолами распространения и в отличие от альбититов и калишпатитов этого же термодинамического уровня (формация фельдшпатитовая-II—III) имеют кварцевые ядровые зоны метасоматических колонок и кварц-полевошпатовый состав полнопроявленных метасоматитов. Другая их отличительная особенность состоит в том, что даже при сильном замещении фельдшпатолитовыми новообразованиями исходных пород сохраняется структурно-текстурный рисунок последних. Поэтому наиболее характерные представители рассматриваемых формаций получили название калишпатофиров, альбитофиров и т. п. Сходство сравниваемых формаций состоит в том, что формации фельдшпатитов содержат в своем составе кварц-полевошпатовые фации и кварц-полевошпатовые внешние зоны метасоматических колонок и выявить структурно-вещественные признаки их отличия от кварц-полевошпатовых образований фельдшпатолитовых формаций не всегда удается. Тем не менее эти формации принципиально различны не только по геологическим условиям проявления, что будет показано в следующей главе, но и по физико-химическим особенностям петрогенетических процессов их становления.

Проявление кремне-щелочного метасоматоза характеризует узкий диапазон значений кислотности—щелочности воздействовавших растворов [Щербань И. П., 1975, и др.]. Но этот диапазон слабощелочных значений рН, видимо, наиболее типичен для определенных стадий гидротермального процесса регионального распространения. Процесс протекает при широком участии летучих компонентов. Высокой активностью в реакциях замещения обладают Si, K, Na, часто В и F, характерно присутствие  $Fe^{3+}$ . В зависимости от соотношения активностей калия и натрия разграничиваются



три разновидности кремнещелочного метасоматоза, имеющие равноширокое проявление в природных условиях: а) кремне-калиевый, б) кремне-натровый, в) кремне-калинатровый. В приповерхностных условиях проявления кремне-калиевого метасоматоза в толщах субэвральных вулканитов с образованием калишпатофиров описаны О. П. Ушаковым [1972]. Характерный для этих образований гематит-кварц-калишпатовый парагенезис был установлен нами ранее [Плющев Е. В., Ушаков О. П., 1967], а впоследствии детально рассмотрен в отношении физико-химических условий образования в коллективной монографии под редакцией А. И. Тугаринова [Условия..., 1972]. В частности, в этой работе оценивается рН растворов, равный 6—8, при температуре 300 °С и активности  $Al(OH)_3$ , составляющей  $10^{-3}$ . Отмечается последующее наложение альбитизации с хлоритом и карбонатом, которые относятся уже к новому петрогенетическому процессу (формация эйситов).

Метасоматическая колонка низко-среднетемпературного кремне-калиевого метасоматоза в приповерхностных условиях не имеет яркого выражения. В данном случае метасоматическое замещение начинается с формирования закономерных сростаний кварца и полевого шпата (псевдосферолитовые, бластопойкилитовые, бластографические и т. п.), а завершается образованием кварцевых скоплений с оторочкой калишпата. В кварце отмечаются пустоты, выполненные гидрослюдой, флюоритом, гематитом; характерны гематит-калишпат-кварцевые жилы выполнения. Подобный процесс для Рудного Алтая рассматривается В. И. Черновым [1974 г., с. 178], который пишет, что «...кварц и адуляр, замещающие стекло, находятся в тесной взаимной ассоциации». Здесь же устанавливаются взаимопереходы изменений (калишпатофиры и альбитофиры), а также их близость к условиям формирования с зеленокаменными изменениями. В качестве характерных фельдшпатолитоидов, вероятно, могут быть рассмотрены спилиты и поениты. Экспериментальное подтверждение этого процесса выполнено В. В. Наседкиным и Н. А. Козыриным [1963 г.], показавшими развитие калинатровых полевых шпатов с кварцем в обсидиане под воздействием щелочных растворов при температурах 270—400 °С. При этом вдоль отдельных трещин и плоскостей спайности иногда образуются линзовидные скопления кварца, имеющие большое сходство с природными обособлениями.

Вопрос об условиях образования кварцевых обособлений с оторочкой калишпата и следующей оторочкой, представленной кварц-калишпатовыми сростаниями, дискусионен. Эта своеобразная метасоматическая колонка скорее всего формируется не от трещины в глубину породы, а при движении растворов в обратном направлении к дренирующей трещине. В этом случае состав некарцевой зоны является равновесным с составом исходного раствора, а состав кварц-калишпатовой и соответствующий раствор имеют повышенную щелочность, а не кислотность. Такой механизм образования представляется наиболее реальным и для глубинных

кремне-щелочных метасоматитов (формация фельдшпатолитовая-I—II). Не исключено, что метасоматические колонки, рассмотренные при описании пропиловитовой-I—II формации, могут быть интерпретированы таким же образом. При этом исчезает противоречие между наиболее реальным субщелочным составом исходного раствора и наблюдаемой зональностью. В отношении остальных метасоматических формаций, включая грейзеновую, вторичнокварцевитовую, березитовую, аргиллизитовую и фельдшпатитовые, стандартный тип метасоматических колонок полностью согласуется с данными по составу воздействующих растворов, равновесных с внутренними зонами этих колонок.

### **Петрологическая классификация локальных метасоматических формаций**

Существующие классификации локальных метасоматических формаций строятся на разнообразных основаниях. Так, в наиболее полной классификации главных метасоматических формаций В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко [1978] выделяются классы метасоматических формаций в зависимости от типа магматизма; подклассы формаций — по глубине формирования; группы формаций — по стадиям гидротермального цикла Д. С. Коржинского; собственно метасоматические формации — преимущественно по физико-химическим параметрам. Принципы выделения локальных метасоматических формаций заложены работами Д. С. Коржинского [1955, с. 336], который писал: «Наряду с геологическими исследованиями и анализом эмпирического материала, необходимо развитие физико-химической теории метасоматоза. . .». Дальнейшая разработка этого направления в применении к выделению и классификации метасоматических формаций нашла отражение в работах В. А. Жарикова [1959 г.], В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко [1965, 1978] и других исследователей. Метасоматические формации в понимании этих исследователей представляются как результат физико-химического взаимодействия растворов определенного исходного состава и строения с разнообразными породами в фиксированном диапазоне температуры и давления при сохранении основных правил метасоматоза. В некоторых случаях в качестве дополнительных переменных факторов рассматриваются изменения активности вполне подвижных компонентов и вариации температур. Таким образом, петрологическая сущность и определение метасоматической формации устанавливаются по термодинамическим условиям становления и по типу метасоматического преобразования исходных пород (кислотное выщелачивание, щелочной метасоматоз и т. п.). В соответствие этим параметрам ставится состав и строение метасоматических колонок. Далее выстраивается второй уровень связей уже с реальными геологическими объектами, событиями и обстановками (интрузиями или типом магматизма, тектоническими режимами, этапами развития

и т. п.). Здесь выявляется, что одни и те же метасоматиты могут быть связаны с различными геологическими явлениями, которые порождают среди прочих и физико-химически близкие петрогенетические процессы. Таким образом, одна и та же петрологическая формация (скарновая, вторичнокварцитовая, березитовая и др.) может возникнуть в различных геологических обстановках. Поэтому необходимо различать петрологическую классификацию метасоматитов, построенную на физико-химических основаниях, и генетическую классификацию метасоматитов, базирующуюся на геологических основаниях.

Представляется наиболее рациональным локальные метасоматические формации классифицировать по физико-химическим параметрам. В качестве таковых выделяются, с одной стороны, термодинамические ступени становления метасоматитов, а с другой — тип метасоматоза.

**Термодинамические ступени.** Если принять вслед за Л. Н. Овчинниковым [1968] и другими исследователями оптимальную нижнюю границу сферы гидротермальной деятельности 5—6 км, то интервал глубины от этой границы до 3—4 км может быть выделен как умеренно глубинный, выше (до 1—2 км) как малоглубинный и далее (до поверхности) как приповерхностный. Согласно этим градациям принято подразделять месторождения и выделять характерные группы ассоциирующих с ними магматических пород (равномернозернистые граниты — гранит-порфиры — липариты и т. п.). Конечно, абсолютные значения этих градаций во многом условны, но в целом такое трехчленное деление сферы гидротермальной деятельности имеет смысл и соподчинено с температурными условиями ее проявления.

В качестве нижнего температурного рубежа гидротермальной деятельности может быть принята температура кристаллизации гранитоидного магматического расплава, внедренного в верхние более холодные слои литосферы. Эта температура оценивается в 600—900 °С. Следующий важный температурный рубеж (300—400 °С), характеризующий постоянную температуру контакта интрузии в период кристаллизации и прогрессивного прогрева вмещающих пород, близок к критической температуре воды и является границей гипо- и мезотермальных месторождений. Далее может быть выделен температурный рубеж 200—300 °С, имеющий комплексное выражение в гидротермально-метасоматических образованиях и разделяющий мезо- и эпитермальные месторождения. Верхний температурный предел гидротермальной деятельности условно принимается равным 50—100 °С. Такая температурная градация используется при классификации гидротермальных месторождений [Lindgren W., 1933; Парк Г. Ф., Мак-Дормид Р. А., 1966 г., и др.]. Для классификации метасоматических формаций ее применил Ю. В. Казыцын [1972]. Это вызвало критику Б. И. Омеляненко [1978] на том основании, что температура минералообразования является признаком предполагаемым, а не наблюдаемым. С этим трудно согласиться, так как в настоящее

время температура минералообразования — один из наиболее надежно определяемых физико-химических параметров (табл. 8). Однако даже при условии принимаемых градаций с большими интервалами перекрытия выделение трех термодинамических ступеней гидротермальной деятельности имеет достоверные структурно-вещественные выражения. Каждый из основных выделяемых петрогенетических процессов по совокупности данных может быть с большой надежностью отнесен к той или иной термодинамической ступени, а в тех случаях, когда это сделать затруднительно, может быть зафиксирован в более широком диапазоне  $pT$ -условий.

**Типы метасоматоза.** На основе выявленных реакций замещения, установления ряда дифференциальной подвижности компонентов и химического эффекта преобразования может быть установлен с большой степенью определенности тип метасоматоза, проявленный при становлении той или иной формации. Так, при развитии кварц-светлослюдистого парагенезиса с преобладающим выносом щелочных и щелочноземельных катионов при высокой активности в реакциях замещения кремния и алюминия может быть диагностирован кислотный метасоматоз, отвечающий стадии кислотного выщелачивания Д. С. Коржинского в чистом виде. При развитии железо-магний-кальциевых минералов не только по исходным темноцветным минералам, но и по полевым шпатам, с выполнением этими минералами открытых полостей и общим накоплением средних оснований в ходе гидротермальной деятельности, можно говорить о субщелочном железо-магний-кальциевом (или более узком) типе метасоматоза. Этот процесс может относиться и к стадии кислотного выщелачивания (пропилиты) и к ранней щелочной стадии (скарны) Д. С. Коржинского. Наконец, преобладающее развитие метасоматических калишпата или альбита со щелочными или щелочноземельными темноцветными минералами, или с карбонатом, или без них, но при условии неустойчивости кварца и явном накоплении щелочей свидетельствует о проявлении щелочного калиевого, либо натриевого, либо калинатрового метасоматоза. Это могут быть проявления и ранней щелочной (щелочноамфиболовые альбититы), и заключительной (эйситы), и стадии кислотного выщелачивания (гумбеиты).

Кроме трех ведущих типов метасоматоза выделяется три промежуточных типа, охватывающих все переходы между основными типами (кислотный + субщелочной, субщелочной + щелочной, щелочной + кислотный). При этом предполагается, что в промежуточных типах метасоматоза первые парагенезисы преобладают над вторыми. Положение соответствующих метасоматитов в общей стадийности метасоматизма, применяемой В. А. Жариковым и Б. И. Омеляненко [1978] в качестве классификационного параметра, еще менее определенное и не может быть однозначно установлено по физико-химическим параметрам. В то же время выделенные типы метасоматоза принципиально могут быть выявлены с полной определенностью.

Таблица 9

## Классификация локальных метасоматических формаций (ЛМФ)

Метасоматоз	Преимущественно кислотный		Преимущественно субщелочной		Преимущественно щелочной	
	кислотный	кислотный + субщелочной	субщелочной	субщелочной + щелочной	щелочной	щелочной + кислотный
Ведущие катионы	[Si, Al]	[Si, Al] + [Fe, Mg, Ca (K, Na)]	[Fe, Mg, Ca]	[Fe, Mg, Ca] + [K, Na]	[K, Na]	[K, Na] + [Si, Al]
0 км, 50—100 °С Приповерхностный низкотемпературный (эпи-) 1—2 км, 200—300 °С	Аргиллизитовая (гидротермальных фумарольно-сульфатных аргиллизитов и вторичных кварцитов)	Березитовая-I—II (березитов, кварцсерицитовых метасоматитов, кварцтурмалиновых и кварцадулярсерицитовых метасоматитов)	Пропилитовая-I—II (пропилитов, кварц-амфибол-, хлорит-эпидот-полевошпатовых метасоматитов)	Фельдшпатовая-II—III (эйситов, гумбеитов, карбонат-ортоклазовых метасоматитов)	Фельдшпатовая-III	
Малоглубинный среднетемпературный (мезо-) 3—4 км, 300—400 °С	Вторичнокварцитовая (приконтактных вторичных кварцитов)					
Умеренноглубинный высокотемпературный (гипо-) 5—6 км, 600—900 °С	Грейзеновая (грейзенов)	Скарновая (известковых, магнизиальных скарнов, магнизиальных метасоматитов, плагиоклазитов)	Фельдшпатовая-I (щелочных метасоматитов)	Фельдшпатовая-I—II (кварц-полевошпатовых метасоматитов)		

**Классификационная таблица** (табл. 9). Термодинамические ступени и типы метасоматоза в некотором отношении являются независимыми параметрами, так как первый из них определяет внешние условия процесса, а второй — состав воздействующего раствора. Эти два параметра, взятые в качестве координатных осей, разбивают признаковое пространство на 18 полей, в которых могут быть помещены рассматриваемые выше локальные метасоматические формации. На современном уровне выделения с учетом реальной дискретности петрогенетических процессов некоторые локальные метасоматические формации занимают в таблице по две и более клеточки. При этом в ряде случаев такое их положение, скорее всего, обусловлено недоизученностью процесса (березитизация, пропилитизация, фельдшпатизация, фельдшпатолитизация), что показано сочетанием двух римских цифр. В других вариантах занятие двух клеточек указывает на тесную взаимосвязь нескольких типов метасоматоза в становлении формации (грейзены, скарны и др.).

В табл. 9 кроме описанных в данной главе перечислены формации, классифицированные в известной работе В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко [1978] и попадающие в сферу гидротермальной деятельности. Не рассматриваются продукты гидротермальной деятельности, связанной с ультраосновным и ультраосновным-щелочным магматизмом, так как они имеют крайне ограниченное распространение и в целом дискуссионны. Не рассматриваются также формации больших глубин, включение которых в сферу гидротермальной деятельности проблематично. С учетом сделанных ограничений осуществлен переход от одной классификации к другой.

Предлагаемый вариант классификации, с нашей точки зрения, обладает рядом преимуществ, главными из которых являются простота, наглядность, легкая запоминаемость и полная определенность трактовки. Конечно, в таком виде локальные метасоматические формации надо рассматривать как петрологические, а не геологические подразделения, понимая под этим физико-химическую определенность процесса порообразования (петрогенетического процесса). Геологическое происхождение метасоматитов, их место в истории геологического развития и связи с конкретными геологическими событиями остаются не фиксированными. Этот вопрос рассматривается на уровне региональных метасоматических формаций (гл. V), составными частями которых являются эпипородные тела, определенные в локально-формационном (петрологическом) отношении.

В заключение подчеркнем, что между предлагаемой петрологической классификацией ЛМФ и структурно-вещественной классификацией гидротермалитов, рассмотренной в гл. III, имеется вполне определенное соответствие. Выделенные там (табл. 7) группы и подгруппы гидротермалитов соответствуют типам и подтипам метасоматоза (табл. 9) в одинаковой последовательности.

Ряды гидротермалитов, выделяемые по размерности структур и минералам-индикаторам, сопоставлены с сообществами ЛМФ отдельных термодинамических ступеней. Такие сопоставления позволяют осуществить надежный переход между природными объектами, определенными в структурно-вещественном отношении и их схематизированными физико-химическими моделями (ЛМФ). Генетические трактовки на этом этапе исследований ограничиваются предположением о гидротермальном происхождении изучаемых объектов и определением основных характеристик воздействующих растворов. В дальнейшем будет показано разнообразие геологических условий образования аргиллизитовых, вторичнокварцитовых, березитовых, пропилитовых и других ЛМФ, но физико-химические процессы их становления останутся неизменными.

# V

## ГЛАВА

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Рассмотрев производные петрогенетических процессов, определенных в физико-химическом отношении, мы подходим к характеристике геологических условий проявления гидротермально-метасоматических образований. С этой целью необходимо выделить их совокупности, связанные с определенными геологическими событиями; внедрениями конкретных плутонов, становлениями вулканических массивов, тектоническими перестройками и т. п.

На основе специально разработанной методики геологического картирования слабопроявленных гидротермально - метасоматических образований [Плющев Е. В., Ушаков О. П., 1967, 1972, 1975], составления карт региональной метасоматической зональности в различных структурно-формационных зонах и анализа опубликованных данных по измененным породам Урала, Казахстана, Алтая, Саян, Дальнего Востока и других районов установлены региональные масштабы гидротермальной деятельности, многократно возникающей в определенные периоды развития подвижных областей.

Незначительные размеры, пространственная разобщенность и, как следствие этого, редкая и спорадическая встречаемость тел полнопроявленных метасоматитов крайне затрудняют выяснение геологических условий их нахождения и образования. Только в полном объеме проявления производные гидротермальной деятельности могут быть надежно увязаны с конкретными геологическими событиями истории развития того или иного участка земной коры.

В качестве основного геологического подразделения гидротермально-метасоматических образований выдвигаются региональные метасоматические формации (РМФ), кото-



рые по принципам выделения и масштабам проявления существенно отличаются от рассмотренных в предыдущей главе локальных метасоматических формаций (ЛМФ), представляющих собой петрологические подразделения. Не останавливаясь сейчас на исчерпывающем определении региональных метасоматических формаций (это мы сделаем в конце главы), отметим только, что в качестве РМФ будут рассмотрены целостные совокупности зон проявления статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов (эпипород и гидротермалитов), сформированные в результате определенного геологического события в истории развития подвижной области. Видовая принадлежность РМФ определяется составом и соотношением составляющих метасоматических зон. Геологическая обстановка проявления характеризует генезис РМФ установленного вида. В качестве типовых геологических событий, возбуждающих геологически обособленный гидротермальный процесс, выделяются внедрения плутонов, становление вулканических массивов, перестройка тектонического плана территории.

В истории геологического развития подвижных областей следует различать два наиболее крупных этапа, подразделяемых на переменное число стадий: а) геосинклинальный, б) сводово-глыбовый [Карпова Е. Д., 1968 г.]. В геосинклинальном этапе выделяются несколько собственно геосинклинальных стадий, разделенных внутригеосинклинальными перестройками, и инверсионную стадию, завершающую геосинклинальный режим и переход территории в ранг складчатых областей. Сводово-глыбовый этап может развиваться унаследованно по отношению к складчатой области (орогенный этап), слабо унаследованно или автономно (различные варианты активизации по А. Д. Щеглову [1968 г.]). В любых случаях в сводово-глыбовом этапе чередуется несколько активизационных и стабилизационных стадий. Геосинклинальному и сводово-глыбовому этапам геологического развития соответствуют свои гидротермальные циклы, приводящие к формированию направленных рядов РМФ. Региональные метасоматические формации составляют геологически обособленные звенья гидротермального цикла, характеризующиеся специфической тектонической, магматической и гидрогеологической обстановками формирования.

В строении подвижных областей\* выделяется ряд характерных структурных элементов, оказывающих существенное влияние на распределение и соотношение РМФ. Кратко охарактеризуем главные из этих элементов.

1. Инверсионные поднятия характеризуются высоким стоянием или выходом на дневную поверхность докембрийского метаморфического фундамента, пронизанного крупными интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой инверсионной формации. В генетическом отношении инверсионные поднятия трактуются как фрагменты

---

\* Здесь и далее рассматриваются преимущественно фанерозойские подвижные области, в которых докембрийские образования фигурируют в качестве фундамента, вовлеченного в последующую переработку.

докембрийских гранито-гнейсовых куполов с длительным геоантиклинальным развитием, испытывавшие на инверсионном этапе интенсивную магматическую активизацию и поднятие. Унаследованное на длительном отрезке геологической истории существенно литофильное направление дифференциации вещества предопределяет тяготение к этим блокам постинверсионных магматических проявлений. Такие блоки могут являться фрагментами срединных массивов, внутренних и периферических геоантиклинальных поднятий [Смирнов В. И., 1965] и других подобных структур. Во многих случаях природа жестких блоков докембрия остается не вполне ясной, но их металлогеническая роль обычно значительна [Щеглов А. Д., 1971, с. 132—133].

2. Геосинклинальные прогибы с проявлениями инверсионного магматизма отличаются приподнятым метаморфическим фундаментом и соответственно сокращенной мощностью геосинклинальных толщ. Габбро-диорит-гранодиоритовая формация представлена более мелкими телами, чем в смежных инверсионных поднятиях, с преобладанием более основных разностей. Подобные блоки выделяются по периферии инверсионных поднятий, но часто линейно ориентированы вдоль краевых разломов. В пределах таких блоков в сводово-глыбовые периоды развития часто формируются наложенные приразломные прогибы с молассовым выполнением.

3. Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные прогибы с глубоко погруженным фундаментом без существенного проявления инверсионного магматизма.

4. Звенья наложенных вулканических поясов, в строении которых намечается эволюционный (в направлении развития) и зональный (от периферии к центру) ряд формаций: вулканогенно-молассовая, порфирировая, верхнемолассовая и заключительная, а также нередко выходящая за пределы пояса, гранодиорит-гранитовая. Отдельные звенья вулканических поясов различаются, как по внутреннему строению, так и по подстилающему фундаменту.

5. Наложённые субплатформенные впадины, характеризующие стабилизационные стадии сводово-глыбового развития, различаются по преобладанию карбонатных, терригенных или угленосных формаций.

6. Блоки разного типа с дискретными (очаговыми) проявлениями наложенных (активизационных) вулканических и плутонических образований.

В связи с формированием и длительным развитием перечисленных и других структурных элементов подвижных областей неоднократно возникали геологические события, возбуждавшие гидротермальные процессы. Эти процессы приводили к формированию РМФ с включенными в них локальными метасоматическими и рудными формациями. По типу геологических событий, ответственных за образование тех или иных РМФ, последние можно подразделить на плутоногенные, вулканогенные и тектоногенные, которые охарактеризуем ниже.

Относительно небольшой опыт изучения региональных метасоматических формаций позволяет в настоящее время провести их рассмотрение лишь на отдельных примерах. В составлении карт региональных метасоматических формаций, фрагменты которых приводятся ниже, принимали участие К. Дончева, Ф. Л. Думлер, В. Н. Копылов, И. А. Мальков, В. А. Михайлов, И. Михова, Е. В. Плющев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов, а также Ю. Б. Марин, А. Н. Мельгунов, И. В. Михайлова, Ю. В. Попилов, Л. А. Рябова, Г. Т. Скублов и некоторые другие. Кроме того, использованы подобные материалы по Уралу (С. Н. Иванов, А. А. Иванов, А. П. Наседкин, В. М. Нечехин, В. А. Прокин, В. Ф. Рудницкий, В. Н. Сазонов, П. Ф. Сопко, Е. С. Тальнов и другие), Казахстану (В. Г. Боголепов, В. А. Малашин, Г. А. Лисицина, Г. Э. Нарвайт, С. С. Наумов, Б. И. Омеляненко, А. М. Резникова, С. А. Скоропелкин, М. Г. Харламов и другие) и некоторым другим регионам (Г. М. Беляев, О. Н. Грязнов, Р. И. Петраченко, В. И. Попов, Ю. П. Размахнин, В. И. Чесноков и другие).

### **Плутоногенные региональные метасоматические формации**

**Общий признак.** Региональные метасоматические формации этой группы весьма разнообразны и многочисленны. Тем не менее для каждой характерен один общий признак: наличие оконтуривающего контактово-метасоматического ореола, внешняя граница которого ограничивает совокупность гидротермально-метасоматических образований конкретной РМФ. Опыт картирования показал, что контактовые роговики, как правило, имеют значительно меньшую распространенность по сравнению с контактовыми гидротермально-метасоматическими образованиями. Ореолы таких метасоматитов накладываются на роговики и выходят на первые, а иногда и многие километры за их пределы, образуя внешнюю «бахрому» различной сплошности. Во всех случаях эти слабопроявленные внешние части контактовых ореолов представлены пропилитовыми парагенезисами различных видов. В некоторых случаях пропилитизация охватывает и эндоконтактовую зону и плутон в целом (на данном эрозионном срезе).

**Родоначальные магматические формации.** Наличие ярко выраженных контактовых ореолов свойственно определенному сообществу магматических образований, развитых преимущественно в фанерозойских геосинклиналино-складчатых областях и связанных главным образом с этапами инверсии геосинклиналиного режима и с постгеосинклиналиным сводово-глыбовым развитием. Плутонические тела этого сообщества имеют все признаки собственно интрузий, значительно перемещенных от уровней магмообразования и активно внедренных в относительно холодные и жесткие вмещающие породы. Возникающие при этом существенно гранитоидные формации характеризуются малыми и умеренными глубинными становлениями (до 4—7 км, по Ю. Б. Марину [1976])

и образуют вполне устойчивый формационный ряд. Различными исследователями этот ряд подразделяется на разное число формаций. В пределах рассматриваемых ниже районов выделяются следующие интрузивные формации.

1. Габбро-диорит-гранодиоритовая (характеризующая завершение геосинклинального развития и формирование инверсионных поднятий).

2. Гранодиорит-гранитовая (характеризующая раннюю активизацию сводово-глыбового тектонического режима и формирование интрузивно-вулканических поясов).

3. Габбро-монцитит-гранодиорит-граносиенитовая, короче монцититовидная (свойственная активизационным стадиям сводово-глыбового развития, но в некоторых случаях весьма близкая по положению к инверсионной габбро-диорит-гранодиоритовой формации).

4. Лейкогранит-аляскитовая (характеризующая позднюю активизацию сводово-глыбовых областей).

5. Гранит-щелочногранитовая (близкая по характеру проявления к предыдущей, но, видимо, образующаяся в своеобразных структурно-формационных зонах) [Летников Ф. А., 1972 г.; Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова А. П., 1974 г.; Коваленко В. И., 1977 г., и др.].

Рассмотрим некоторые примеры плутогенных РМФ, связанных с внедрением кислых и умеренно-кислых гранитов, гранитоидов повышенной основности и габброидов, а также с монцититовидными и щелочными гранитами.

**Фельдшпатолит-грейзеновая РМФ.** Развитие этих гидротермально-метасоматических образований связано с интрузиями кислых и ультракислых гранитов преимущественно лейкогранит-аляскитовой формации, но также и других гранитоидных формаций. Главным образом это магматические формации постгеосинклинального сводово-глыбового этапа развития, интрузии которых тяготеют к инверсионным поднятиям, а также иным относительно более жестким блокам. Значительно реже эти интрузии располагаются в менее консолидированных геосинклинально-складчатых блоках, что оказывает отрицательное влияние на полноту проявления и контрастность строения данной РМФ.

В составе фельдшпатолит-грейзеновой РМФ выделяются следующие зоны развития статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов.

1. В глубинных частях интрузии фиксируется зона биотитовых фельдшпатолитов Флб с преобладающим распространением калишпата.

2. В верхних прикровельных и гребневых частях интрузии располагается зона грейзеновых эпипород с телами полнопроявленных грейзенов Гр, иногда выходящих в экзоконтактовую область.

3. В зоне перехода фельдшпатолитовых ассоциаций в грейзеновые нередко возрастает роль альбита, вплоть до появления в отдельных случаях альбититовых ассоциаций Фщ.

4. В экзоконтактной зоне развиваются контактовые пропилиты, часто полевошпатовой подгруппы с переходами от полевошпат-актинолитовых Ппа к полевошпат-хлоритовым Ппх и безполевошпатовым Пх.

5. Среди пропилитов у контакта с интрузией, реже в самих интрузивных породах, встречаются небольшие тела и рассеянная минерализация скарнов Ск.

6. В надинтрузивной зоне также в окружении пропилитов выделяется зона кварц-серицитовых парагенезисов вторичнокварцитового Вк или серицит-березитового Бс вида. Иногда в этой же зоне встречаются локальные тела аргиллизитов Ар.

Перечисленные зоны закономерно сочетаются между собой не только в пространстве, но и во времени, образуя две хорошо известные последовательности:

а) Флб → Гр и б) Ск → Ппа, Ппх → Бс.

Общая последовательность всех перечисленных зон выглядит следующим образом:

Флб → Ск → Фщ → Гр → Ппа, Ппх → Вк, Бс → Ар.

Эти последовательности хорошо согласуются с частными возрастными соотношениями метасоматитов, отмеченными в многочисленных публикациях и суммированными в монографии Д. В. Рундквиста, В. К. Денисенко, И. Г. Павловой [1971].

1. Производные «ранней калишпатизации и альбитизации» (т. е. фельдшпатолиты) предшествуют грейзенизации, хотя в смежных зонах имеют длительное синхронное образование [Альбитизированные... граниты..., 1962; Боголепов В. Г., 1966 г.; Щерба Г. Н., 1968 г.; Онтоев Д. О., 1970 г.; Clark A. H., 1964, и др.].

2. Фельдшпатолитизация, предшествующая скарнированию, отмечается в ряде работ [Жариков В. А., 1961 г.; Овчинникова Л. В., Овчинников Л. Н., 1974; Кочергин И. А., Савушкин М. А., 1975 г., и др.].

3. Наложение грейзеновых парагенезисов на скарновые — явление обычное [Соколов Г. А., Комаров П. В., 1968; Жариков В. А., 1968 г.; Шабынин Л. И., 1973 г., и др.].

4. Более противоречивые данные приводятся по возрастной последовательности грейзенов и вторичных кварцитов, что легко объяснить существованием двух типов вторичных кварцитов: вулканогенных, обычно предшествующих внедрению интрузий активационной лейкогранит-аляскитовой формации, и плутогенных, как правило послегрейзеновых. Последние соотношения отмечаются в ряде работ [Власов Г. М., 1964 г.; Ициксон Г. В., 1965; Грачева О. С., 1974 г., и др.].

5. Более раннее завершение формирования пропилитов по отношению к вторичным кварцитам общепризнанно [Василевский М. М., 1958 г.; Набоко С. И., 1963; Наковник Н. И., 1968; Гаврикова С. Н., 1969 г.; Радонова Т. Г., Велинов И. А., 1974, и др.]. Особо подчеркнем высказывания Г. М. Власова и О. Г. Борисова [1970 г., с. 103]: «Не вызывает сейчас сомнений тесная связь вторичных кварцитов с некоторыми другими формациями метасоматических пород,

например, грейзенами, пропилитами». Эти соображения наиболее близки развиваемым представлениям о РМФ. В то же время нельзя согласиться с мнением Д. В. Рундквиста, В. К. Денисенко, И. Г. Павловой [1971] об одновременном формировании грейзенов и вторичных кварцитов в различных геологических обстановках. Видимо, пропилиты завершают свое образование после грейзенов и до вторичных кварцитов, т. е. являются своеобразным разделом этих сходных в фациальном отношении метасоматитов.

6. Аргиллизиты и березиты оказываются всегда послегрейзеновыми [Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971; Stempok M., 1964, и др.] и послепропитовыми [Набоко С. И., 1963; Шер С. Д., Лайпанов Х. Х., Нагорная Т. В., 1974 г.; Логинов В. П., Русинов В. Л., 1974 г., и др.].

Отмеченные последовательности отражают основную направленность развития единого гидротермально-метасоматического процесса, обусловленного становлением гранитоидных интрузий, включая их взаимодействие с вмещающими породами, в той или иной степени обводненными. Учитывая реальную длительность отмеченного гидротермального процесса, многие из перечисленных зон должны иметь большой период одновременного формирования.

Рассмотренная совокупность метасоматических зон в той или иной степени свойственна многим плутоногенным РМФ. Однако роль отдельных зон существенно различна. В фельдшпатолит-грейзеновой РМФ ведущее значение имеют зоны фельдшпатолитов, грейзенов и пропилитов. В то же время для нее характерно постоянное присутствие всех перечисленных зон, а иногда и несколько гипертрофированное развитие некоторых из них. На этой основе выделяется ряд разновидностей фельдшпатолит-грейзеновой РМФ, проявляющих разную рудную специализацию:

- а) собственно грейзеновая (W, Sn, Mo, F);
- б) скарн-грейзеновая (W, Mo);
- в) грейзен-вторичнокварцевая (Mo, Cu—Mo);
- г) грейзен-березитовая (Sn, Mo, TR, Pb);
- д) грейзен-аргиллизитовая (Sn, W, Pb, Zn).

Остановимся на некоторых примерах проявления фельдшпатолит-грейзеновой РМФ.

1. В Караобинском районе Центрального Казахстана (рис. 4) небольшой (~2 км<sup>2</sup> в современном срезе) массив аляскитовых гранитов располагается на стыке четырех блоков. В западном обнажаются терригенно-андезитовая формация поздних геосинклинальных прогибов, на востоке — порфировая формация девонского вулканического пояса, на севере — Кылчинский массив гранодиорит-гранитовой формации, а на юге — терригенно-карбонатная формация наложенной субплатформенной мульды. Аляскитовые граниты соответствуют стадии позднепалеозойской активизации каледонских структур и, видимо, принадлежат акчатаускому комплексу лейкогранит-аляскитовой формации. Аляскиты значительно (>15—20 %) грейзенизированы (Q+Ms+Ser). Ореол грейзенизации охватывает и вмещающие девонские вулканиты, вытягиваясь

в целом в меридиональном направлении с максимальными параметрами  $2,0 \times 1,5$  км. Ослабленный (5—15 % новообразований) внешний ореол грейзенизации ( $Q+Ms+Ser$ ) почти изометрической формы составляет  $3,5 \times 4,0$  км и в целом соответствует глубинному контуру интрузии. Этот ореол распространяется и на карбонатные породы наложенной мульды. Оба ореола вписаны в обширную зону слабой (5—10 %) березитизации ( $Q+Ser+Chl+Cc$ ), вытянутую вдоль системы северо-восточных разломов на 14 км при ширине 3—4 км. По обе стороны от зоны березитовых ассоциаций отмечаются пропилиты различного состава ( $Ep+Act+Chl$ ;  $Ep+KFsp+Act+Chl$  и  $Ep+Chl+Ser+Cc$ ). В контуре грейзенизации в глубоких частях массива (300—400 м от поверхности) отмечаются проявления фельдшпатолитизации ( $Q+KFsp+Ab+Ms$ ) и редкие скопления скарновых парагенезисов в эндо-и экзоконтакте [Ермилова Л. П., 1964]. В карбонатных породах мульды известны своеобразные грейзеноиды месторождения Солнечного ( $Fl+Ms+Top$ ).

2. Малокеминский массив субщелочных лейкократовых гранитов (Северная Киргизия) представляет собой трещинную интрузию (рис. 5), внедрившуюся между двумя сближенными разломами в толщу протерозойских кристаллических сланцев и гнейсов, ранее прорванную крупными плутонами инверсионной и габбродиорит-гранодиоритовой формации. Внедрение Малокеминской интрузии связывают с девонской или верхнепалеозойской активизацией Заилийского инверсионного поднятия. Кровля интрузии погружается в северо-восточном направлении, так что с северо-востока на юго-запад эрозией вскрываются все более глубокие части. В наиболее эродированной юго-западной части интрузии установлена зона биотитовых калишпатолитов ( $Q+KFsp+Bt$ ), затем зона альбитизации ( $Q+KFsp+Ab+Bt$ ) и в апикальной части массива — зона грейзенизации ( $Q+Ms+KFsp+Ser+Fl$ ). В последней в телах полнопроявленных грейзенов встречается редкометалльная минерализация, которая прослеживается также и в область ближайшего экзоконтакта интрузии и гранофировых штоков, где она приурочена к кварц-биотит-флюоритовым и биотит-полевошпат-флюоритовым метасоматитам (грейзеноидам) по амфиболовым сланцам протерозойского возраста.

Далее к северо-востоку в надинтрузивной части массива в виде резко вытянутого между двумя разломами ореола выделяется зона березитизации ( $Q+Ser+Ms+Chl+Cc+Pi+Fl$ ) с постепенно ослабевающей интенсивностью проявления. В близконтактной части березитовой зоны отмечается редкометалльно-полиметаллическое оруденение, а в более удаленной части — полиметаллическое. Вдоль контакта интрузии, охватывая зоны фельдшпатолитов, грейзенов и березитов, выделяется зона полевошпатовых пропилитов с внутренней температурной упорядоченностью парагенезисов, начиная от локальных скарновых тел у контакта ( $Pu+Gr$ ), через полевошпат-амфиболовые пропилиты ( $Ep+Amf+KFsp+Chl$ ) к альбит-хлоритовым пропилитам ( $Ep+Chl+Ab+Cc$ ). Размеры, конфигура-

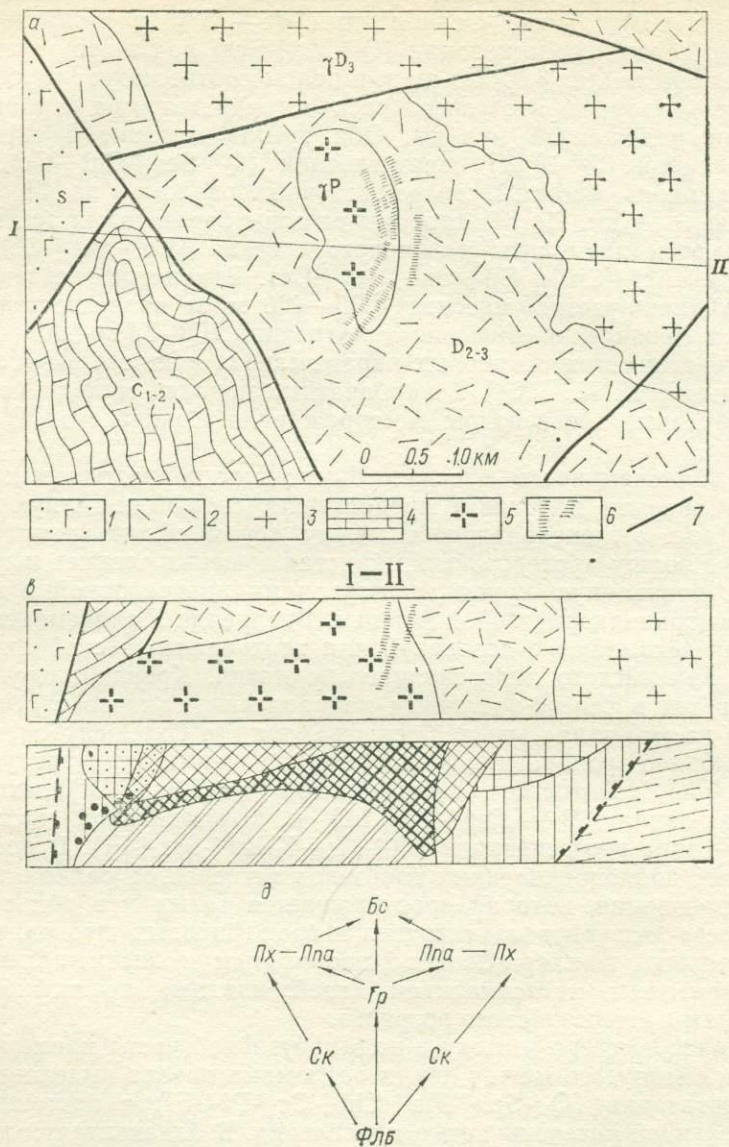
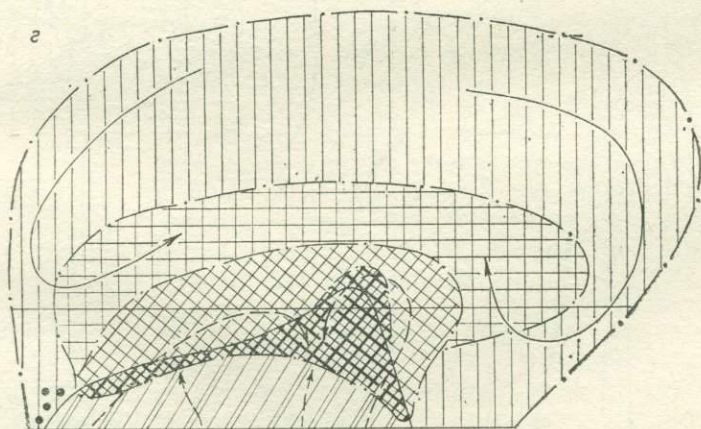
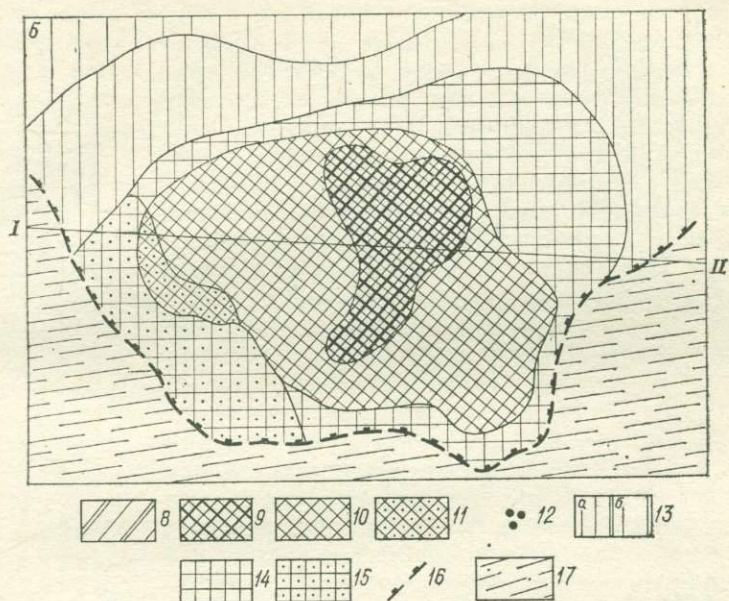


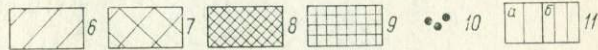
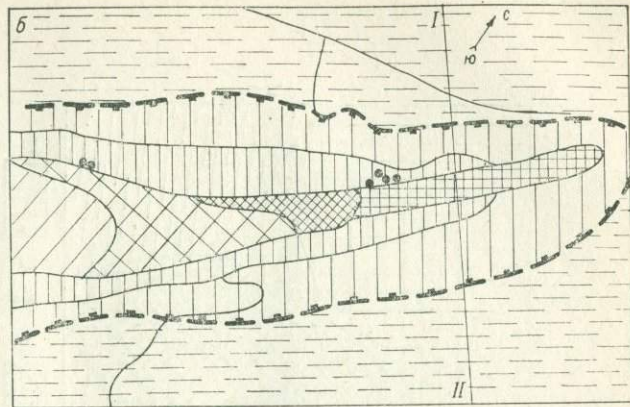
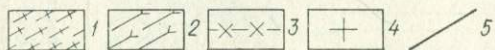
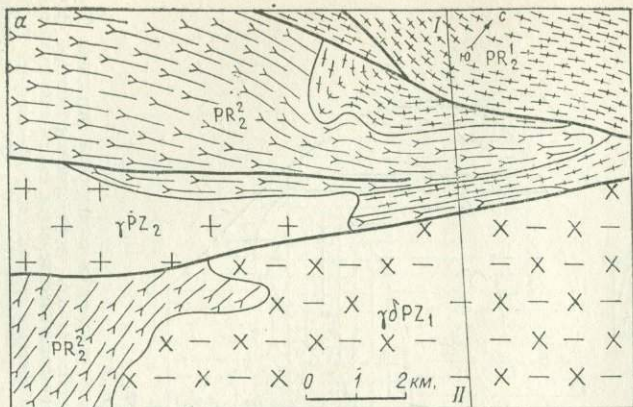
Рис. 4. Фельдшпатолит-грейзеновая РМФ (собственно грейзеновая разновидность) в  
*a* — схема геологического строения; *б* — карта РМФ; *в* — разрез по линии I—II; *г* — реконструкция  
 1—5 — геологические подразделения: 1 — андезиты, базальты, их туфы, туфопесчаники тер  
 3 — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты гранодиорит-гранитовой формации ( $D_3$ ), 4 —  
 ции ( $C_{1-2}$ ), 5 — лейкократовые граниты лейкогранит-аляскитовой формации (P); 6 — рудонос  
 РМФ; 8 — биотитовых фельдшпатолитов ФЛб, 9 — флюоритсодержащих грейзенов Гр, 10 —  
 пропилитов (*a* — полевошпат-актинолитовых Ппа, *б* — хлоритовых Пх, 14 — серицитовых бе  
 вей РМФ; 17 — гидротермально-метасоматические образования других формаций.





### Карабинском районе Центрального Казахстана.

структура разреза; б — структурная формула РМФ. ригенио-андезитовой формации (S), 2 — липариты и их туфы порфириковой формации ( $D_{2-3}$ ), известняки, известковистые песчаники, кремнистые породы терригенно-карбонатной формации кварцевые жилы; 7 — разломы; 8—15 — метасоматические зоны собственно грейзеновой серицитсодержащих грейзенов Гр, 11 — апокарбонатных грейзеноидов, 12 — скарнов Ск, 13 — резитов Бс, 15 — апокарбонатных березитоидов; 16 — контур развития собственно грейзено-



I-II

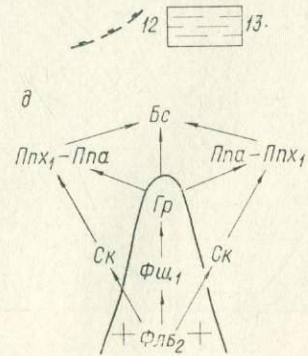
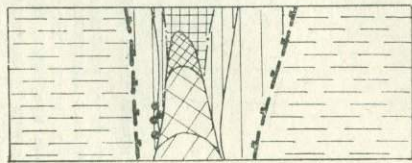
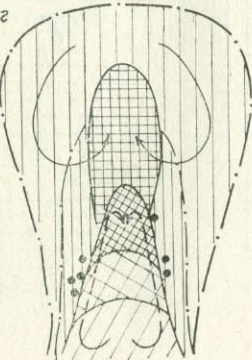
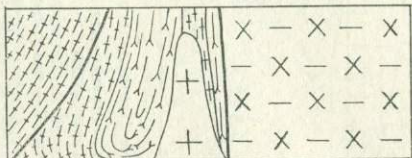


Рис. 5. Фельдшпатолит-грейзеновая РМФ (грейзен-базальтовая разновидность) в Малокеминском районе Северной Киргизии.

а — схема геологического строения; б — карта РМФ; в — разрез по линии I—I'; г — реконструкция разреза; д — структурная формула РМФ. I—4 — геологические подразделения: 1 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты (PR<sub>2</sub>); 2 — амфиболовые сланцы (PR<sub>2</sub>); 3 — диориты, гранодиориты, плагиограниты габбро-диорит-гранодиоритовой формации (PZ<sub>1</sub>); 4 — сульфидные биотитосодержащие граниты, аляскинты, гранофиры лейкогранит-аляскитовой формации (PZ<sub>2</sub>); 5 — разломы; б—11 — метасоматические зоны грейзен-базальтовой РМФ; б — биотитовых калишпатолитов Флб; 7 — совмещенные альбитизации с биотитизацией калишпатолитами Флб; + Фш, 8 — флюоритосодержащих грейзенов Гр; 9 — серпентинитовых базальтов Бс; 10 — скарнов Ск; 11 — пропилитов (а — альбит-хлоритовых Плх; б — полевшпат-амфиболовых Ппа); 12 — контур распространения грейзен-базальтовой РМФ; 13 — гидротермально-метасоматические образования других формаций.

ция отдельных зон и характер распространения их на глубину показаны на рис. 5.

Сходные сочетания метасоматических зон установлены на многих редкометаллических месторождениях Казахстана, а судя по литературным данным, имеют место и в других регионах [Пэк А. В., 1962 г.; Соколов Г. А., Комаров П. В., 1968, и др.]. Каждая зона объединяет резко доминирующие рассеянные проявления соответствующей статистически устойчивой минеральной ассоциации с редкими включениями массивных агрегатов этих ассоциаций и их аналогов («-оидов»). Совокупность зон, без сомнения, обусловлена развитием единого гидротермального процесса, порожденного внедрением соответствующего плутона лейкократовых или аляскинтовых гранитов. Все это позволяет говорить о существовании единой региональной метасоматической формации, которая может быть названа фельдшпатолит-грейзеновой РМФ.

**Калишпатолит-пропилитовая РМФ.** Гидротермально-метасоматические образования, объединяемые в калишпатолит-пропилитовую РМФ, формируются в ходе становления интрузий умереннокислых гранитоидов, нередко с повышенной основностью, относимых к габбро-диорит-гранодиоритовой формации инверсионной стадии геосинклинального развития подвижных областей. Обычно это весьма крупные сложнопостроенные многофазные плутоны, образующие вместе с выступами докембрийских пород инверсионные поднятия. Состав этих интрузий часто зависит от состава прорываемых пород. В докембрийских высокогранитизированных толщах интрузии обладают более устойчивым составом с преобладанием биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов, что благоприятно для развития рассматриваемой РМФ. Среди собственно геосинклинальных толщ интрузии отличаются повышенной основностью и гетерогенностью состава, а также более прихотливой формой тел. В связи с такими телами чаще развивается скарн-пропилитовая РМФ, которая рассматривается в следующем разделе.

В составе калишпатолит-пропилитовой РМФ выделяются следующие зоны статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов: 1) в глубинных частях интрузии распространены биотитовые калишпатолиты Флб; 2) в приконтактных частях интрузии, нарушенных разломами, появляются биотит-амфиболовые калишпатолиты Фа

с магнетитом и слабопроявленные грейзеновые ассоциации Гр; 3) на более высоких уровнях развивается значительно более обширный ореол березитизации Бс, проникающий по отдельным разломам в калишпатит-грейзеновую зону; 4) широкий внешний ореол изменений представлен калишпат-альбитовыми пропилитами с хлоритом, амфиболом, пренитом и пумпеллиитом Ппа, Ппх, захватывающими не только экзоконтактовую область, но и большую часть самого массива. При этом в гранитоидах формируются характерные зональные калишпат-эпидотовые прожилки.

Внутренняя зональность контактовых пропилитов, доминирующих в этой РМФ, выражена менее четко, чем в предыдущей. Пропилиты имеют не строго контактовое, а ареальное распространение, охватывая массивы в целом и область их экзоконтактов. Однако элементы формирования пропилитов в термоградиентном поле все же улавливаются, вплоть до обнаружения скарновых парагенезисов непосредственно около контакта. Характерным является также тяготение калишпатовых разностей пропилитов к эндоконтактовым, а альбитовых разностей к экзоконтактовым областям плутона. Трудность изучения зональности данной РМФ заключается еще в пестроте и многофазности габбро-диорит-гранодиоритовых плутонов. Региональная метасоматическая зональность в их пределах развивается обычно относительно наиболее поздних интрузий.

Возрастная упорядоченность метасоматических зон калишпатолит-пропилитовой РМФ имеет общую для плутоногенных формаций направленность:

Флб<sub>2</sub> → Фа<sub>2</sub>, Гр → Ппа, Ппх → Бс.

При этом для пропилитовых зон весьма характерны поздние пренитовые прожилки, а для березитовых — рудоносные и пострудные карбонатные жилы. Количественные соотношения зон таковы, что доминирующими являются зоны пропилитов при важном значении калишпатолитовых и калишпатитовых зон.

Зоны кварц-светлослюдистых ассоциаций могут иметь большие или меньшие размеры при слабой степени замещения исходных пород (5—10%). Тела соответствующих полнопроявленных метасоматитов не характерны. Для формации в целом типична высокая активность калия. Индикаторное значение имеют актинолит, пренит, пумпеллиит в сочетании с калишпатом.

Разновидности калишпатолит-пропилитовой РМФ изучены еще недостаточно. Известно, что в ряде случаев эта РМФ проявляет молибденовую и медно-молибденовую специализацию, в других случаях — золоторудную. В краевых частях инверсионных поднятий возможны переходы данной формации в скарни-пропилитовую.

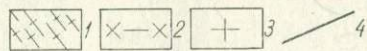
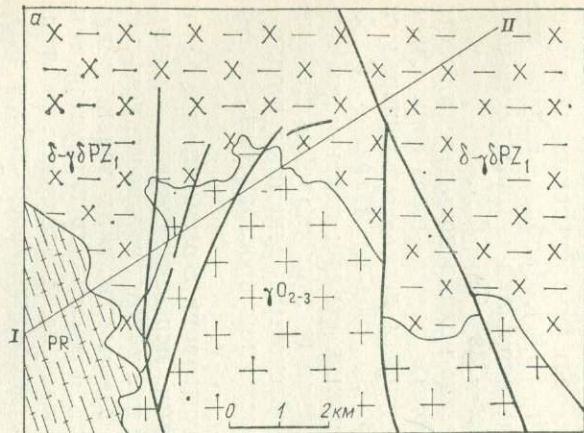
Рассмотрим в качестве примера калишпатолит-пропилитовой РМФ гидротермально-метасоматические образования Чатыркульского района Кендыктаса (Южный Казахстан). Кендыктасское геоантиклинальное поднятие сложено нижнепротерозойскими гранито-гнейсовыми образованиями, прорванными крупными интрузи-

зиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации (чатыркульский и курдайский комплексы), отвечающей инверсионной стадии развития территории. Западная часть этого поднятия оказалась незатронутой более поздними активизационными процессами сводово-глыбового периода, что исключило проявление здесь постинверсионных гидротермально-метасоматических образований. Фрагменты докембрийских пород имеют незначительное площадное распространение. Доминируют гранитоиды отмеченной выше формации. В осевой части рассматриваемого блока закартирована зона протяженностью более 40 км при ширине 6—8 км с преобладающим распространением кварц-светлослюдистых ассоциаций при слабой и умеренной степени их проявления (5—15 % новообразований). Фрагмент северо-западного краевого участка этой зоны (район месторождения Чатыркуль) демонстрируется на рис. 6.

Как видно из рассмотрения приведенного рисунка, грейзеновые и березитовые ассоциации ( $Q+Ms+Ser+Chl+Cc$ ) тяготеют к массивам чатыркульского комплекса и лишь частично выходят в более древние курдайские гранитоиды. В пределах последних выделяется обширная зона калишпат-хлоритовых, актинолит-пумпеллит- и пренитсодержащих пропицитов ( $Ep+Chl+Act+Pr+KFsp$ ), полукольцообразная с севера, востока и запада ореол кварц-светлослюдистых изменений. В отдельных участках кварц-светлослюдистого ореола в тектонически нарушенных породах установлено наличие кварц-калишпатовых и магнетит-калишпатовых метасоматитов, предшествующих кварц-мусковитовым ( $Q+Ms+Ser+KFsp$ ) парагенезисам. На слабопроявленные выделения последних в пределах массива гранитов отмечается наложение эпидот-калишпат-пренитовых, эпидот-пренитовых и других пропицитовых новообразований (10—20 %). Наиболее позднее развитие получили кварц-карбонатные прожилки и зоны рассеянной березитовой минерализации ( $Q+Ser+Ms+Chl+Cc$ ).

На известных в этом районе медно-молибденовых месторождениях, приуроченных к краевым частям региональной зоны кварц-светлослюдистых ассоциаций, по данным детальных минералогических исследований [Розина Б. Б., 1961 г.; Нарвайт Г. Э., 1968 г., и др.], установлены две рудные стадии: кварц-магнетитовая и карбонатно-сульфидная. Первая из этих стадий может быть увязана с калишпатитовыми и грейзеновыми зонами, а вторая — с березитовыми зонами при их частичном пространственном совмещении.

Весьма сходные ареалы пропицитизации с отмеченными структурно-вещественными особенностями, перемежающиеся с зонами кварц-светлослюдистых изменений при явном проявлении повышенной активности калия во всех взаимосвязанных зонах, фиксируются в Кокчетавском, Чуйском и многих других устойчивых геоантиклинальных поднятиях Казахстана. Аналогичные наблюдения делались в Чешском и Родопском срединных массивах и в других регионах. Повторяемость характерных сочетаний рассмотренных метасоматических зон и их соподчиненность со становлением



I-II

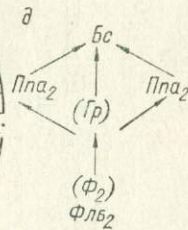
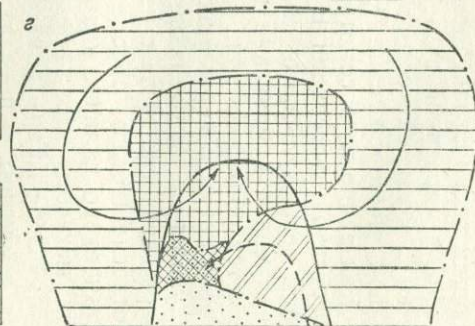
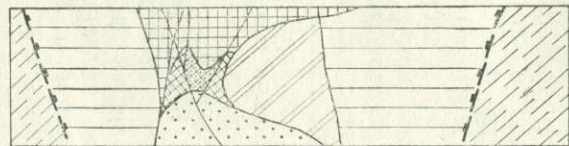
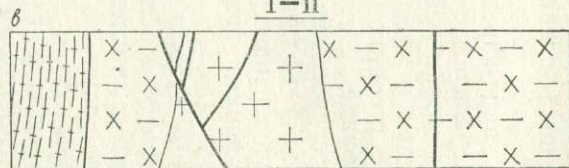
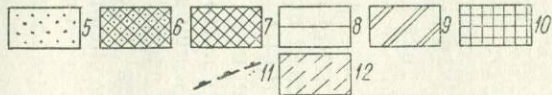
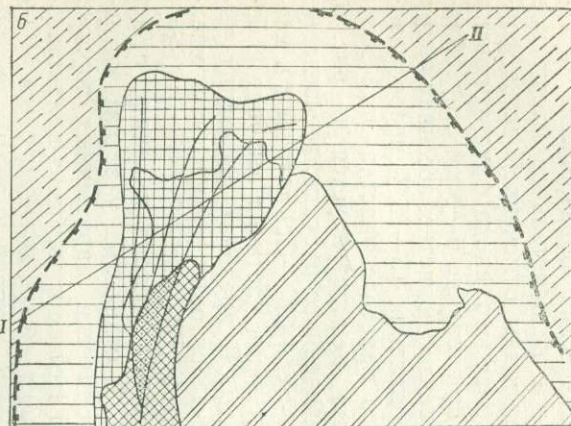


Рис. 6. Калишпатолит-пропилитовая РМФ в Чатыркульском районе Южного Казахстана.

а — схема геологического строения; б — карта РМФ; в — разрез по линии 1—1'; г — реконструкция разреза; д — структурная формула РМФ.  
 1—3 — геологические подразделения: 1 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты (РК), 2—3 — габбро-диорит-гранодиоритовая формация;  
 2 — диориты, кварцевые диориты и гранодиориты курдайского комплекса (РЗ), 3 — обитовые граниты, плагиограниты чатыркульского комплекса (О<sub>2-3</sub>); 4 — тектонические нарушения; 5—10 — метасоматические зоны калишпатолит-пропилитовой РМФ; 5 — обитовых калишпатолитов Флб, 6 — магнетитсодержащих калишпатитов Гр, 8 — пренитсодержащих пропилитов калишпатолитовых Плаз, 9 — совмещение пропилитов с более ранними грейзенами Гр+Пла, 10 — серицитовых беззетов Бс; 11 — контур развития калишпатолит-пропилитовой РМФ; 12 — гидротермально-метасоматические образования неясной формационной принадлежности.

интрузий определенного состава и формационной принадлежности в подобной геологической обстановке позволяют с уверенностью выделять самостоятельную калишпатолит-пропилитовую РМФ.

**Скарн-пропилитовая РМФ.** Гидротермально-метасоматические образования данной формационной принадлежности возникают в связи с гранитоидными интрузиями пестрого состава и в целом повышенной основности. Такие интрузии встречаются в составе главным образом двух магматических формаций: а) габбро-диорит-гранодиоритовой и б) габбро-монцитит-гранодиорит-граносиенитовой или монцититовой. Соответственно может быть выделено две скарн-пропилитовые РМФ, существенно различные по геологическим условиям нахождения, имеющие присущие им особенности вещественного состава и свою металлогеническую специализацию.

Региональная метасоматическая формация скарн-пропилитовая-I формируется в связи с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации, внедрившимися в геосинклинально-складчатые терригенно-вулканогенные отложения. Среди пород подвергающихся скарнированию и пропилитизации широко развиты основные эффузивы, vyplняющие эвгеосинклинальные прогибы. Интрузии имеют прихотливую форму и часто вытянуты в направлении простирания основных структур.

Скарн-пропилитовая-II РМФ образуется в результате становления обычно более мелких интрузий монцититовой формации позднеорогенных или активизационных стадий сводово-глыбового развития. Эти интрузии встречаются среди самых разнообразных толщ, включая терригенно-карбонатные отложения поздних геосинклинальных прогибов или наложенных впадин, осадочно-вулканогенные образования континентальных вулканических поясов и т. п. При этом развитию скарн-пропилитовой РМФ благоприятствуют относительно более мобильные блоки, имевшие тенденцию к прогибанию. В жестких блоках геантиклинального строения с рассматриваемыми монцититоидами формируется иная (оксеталитовая) РМФ. Эта закономерность справедлива и для интрузий габбро-диорит-гранодиоритовой формации, о чем было сказано выше.

Таким образом, обе скарн-пропилитовые РМФ имеют некоторые элементы сходства в плане приуроченности к интрузиям повышенной основности,

внедренным в относительно подвижные блоки синклиналиного строения. Имеют эти РМФ и значительное сходство в составе и строении, что позволяет дать обобщенное описание.

В составе скарн-пропилитовой РМФ выделяются следующие зоны развития статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов.

1. В пределах интрузивных массивов совмещены несколько метасоматических зон, слабо упорядоченных в вертикальном направлении. Главным образом это полевошпат-актинолитовые и полевошпат-хлоритовые пропилиты, часто с примесью пренита Ппа, Ппх. Среди них выделяются участки более ранних кварц-полевошпатовых и собственно полевошпатовых изменений (Фл, Ф?), тяготеющие к более глубинным частям интрузий, и участки слабопроявленных кварц-светлослюдистых изменений (Гр, Бс), приуроченные к прикровельным уровням массивов.

2. В контактовой зоне располагаются тела скарнов и рассеянная скарновая минерализация Ск.

3. В экзоконтактовой зоне распространяется широкий ореол пропилитов с внутренней температурной упорядоченностью от альбит-актинолитовых разностей Ппа<sub>1</sub> у контакта, к альбит-хлоритовым Ппх<sub>1</sub> и хлоритовым Пх на периферии.

Таким образом, вырисовывается зональное развитие разнообразных пропилитовых парагенезисов от центра к периферии:

Ппа, Ппх → Ппа<sub>1</sub> → Ппх<sub>1</sub> → Пх.

При этом калишпат-альбитовые разности часто с пренитом располагаются в теле интрузии, а альбитовые и бесполевошпатовые разности — во вмещающих породах. Возрастная упорядоченность сводится к более раннему формированию скарнов по отношению к пропилитам. В ряде случаев устанавливается доскарновое проявление щелочного метасоматоза [Жариков В. А., 1961 г.; Овчинникова Л. В., Овчинников Л. Н., 1974, и др.], но часто отмечается и постскарновая полевошпатизация. Общая последовательность имеет вид

Фл, Ф? → Ск → Ппа, Ппх, Пх → Бс.

Закономерное сочетание скарнов и пропилитов подчеркивалось Д. С. Коржинским [1948 г., 1955] и в дальнейшем многими исследователями. Л. В. Овчинникова и Л. Н. Овчинников [1974] констатируют, что пропилитизация и скарнообразование одинаково закономерны для определенной группы месторождений. При этом ведущее значение имеют зонально построенные ореолы пропилитизации, превышающие во много раз размеры интрузивов, ответственных за их образование. На фоне этих ореолов скарновые агрегаты представляют собой локальные включения, закономерно расположенные в термоградиентной зональности пропилитов.

Металлогеническая специализация скарнов данной РМФ, видимо, в меньшей степени зависит от состава и формационной при-



надлежности интрузий и в большей степени от состава и геохимических особенностей пород, вовлеченных в ореол пропилитизации. В наиболее общем виде для скарн-пропилитовой-I РМФ намечается специализация на Fe, реже Cu и др.; для скарн-пропилитовой-II РМФ — на Pb, Zn, Cu, Au и др. Полиметаллической специализации способствуют карбонатные вмещающие породы, медной — терригенные, железной — основные вулканогенные.

Рассмотрим в качестве примера скарн-пропилитовую-II РМФ, закартированную в Анархайском блоке Чу-Илийских гор. Этот блок (рис. 7) сложен монотонными осадочными толщами кремнисто-терригенной ( $C_2-O_1$ ) и нижнемолассовой ( $O_3-S$ ) формации. Прорывающие их интрузии узунсу-карасуйского комплекса верхнепалеозойского возраста относятся к монцитонитовой формации активизационной стадии сводово-глыбового развития. Это небольшие тела площадью в единицы квадратных километров, представленные гранодиоритами с переходами к монцитонитам и габбро.

В самих интрузиях и вмещающих их терригенных породах устанавливаются зонально построенные ореолы пропилитизации, представленные калишпат-альбит-пренитовыми разностями в массивах ( $Ep+Act+Chl+Pr+Ab+Kfs+Ser$ ), альбит-актинолитовыми с хлоритом эпипородами в экзоконтакте ( $Ep+Act+Chl+Ab+Cc$ ) и хлоритовыми пропилитами по периферии ( $Ep+Chl+Cc$ ). В экзоконтактной зоне располагается большое число мелких скарновых тел ( $Pu+Gr+Ep$ ) с магнетитовой и халькопиритовой минерализацией. Размеры зон, их пространственные соотношения иллюстрируют прилагаемые фрагменты карт и разрезов (рис. 7).

Простое геологическое строение участка не оставляет сомнений в том, что установленные здесь ореолы пропилитизации связаны с отмеченными интрузиями, хотя размеры этих ореолов достигают сотен квадратных километров. Только в результате специально выполненного картирования в масштабе 1:50 000 с созданием равномерной сети петрографических наблюдений по всей площади представленная картина распределения гидротермально-метасоматических образований становится очевидной. Увидеть эту картину в отдельно взятом обнажении невозможно, так как приконтактный характер слабой пропилитизации без площадного картирования установить нельзя. На этом примере нам хочется еще раз обратить внимание исследователей на исключительную важность изучения и специального картирования слабопроявленных гидротермально-метасоматических образований.

Видимо, нет необходимости увеличивать число примеров проявления скарн-пропилитовой РМФ, рассмотренных значительно более детально в многочисленных специальных публикациях [Карпова Е. Д., Ивашенцев А. Г., 1954 г.; Овчинников Л. Н., 1960 г.; Жариков В. Л., 1959 г., 1964 г.; Шабынин Л. И., 1973 г., 1974, и др.]. Необходимо обратить внимание лишь на различие скарн-пропилитовой РМФ от скарн-грейзеновой разновидности фельдшпатолит-грейзеновой РМФ. Геологические условия проявления

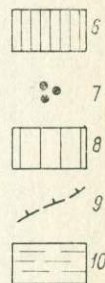
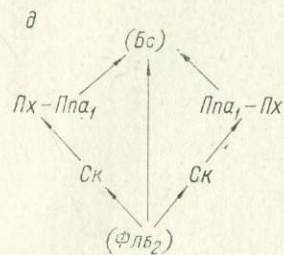
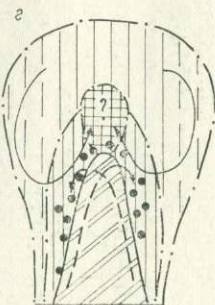
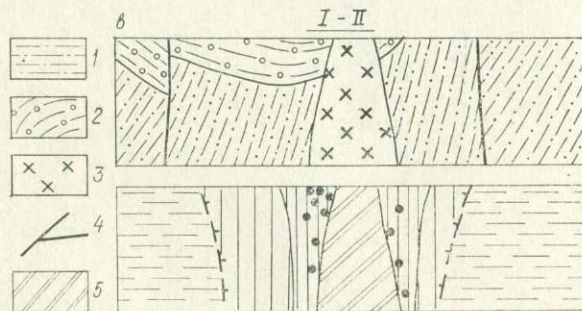
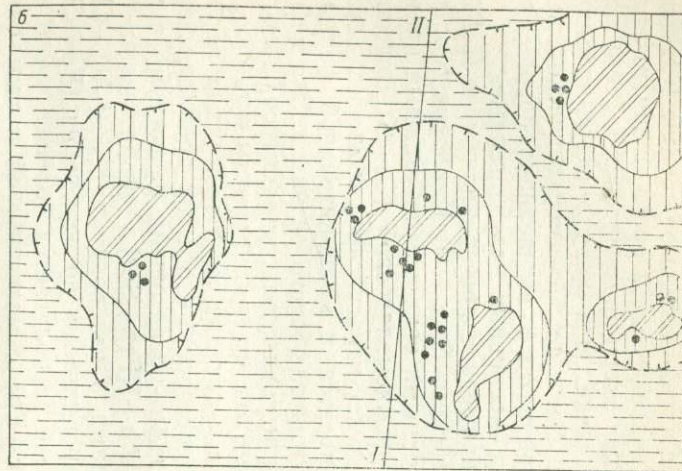
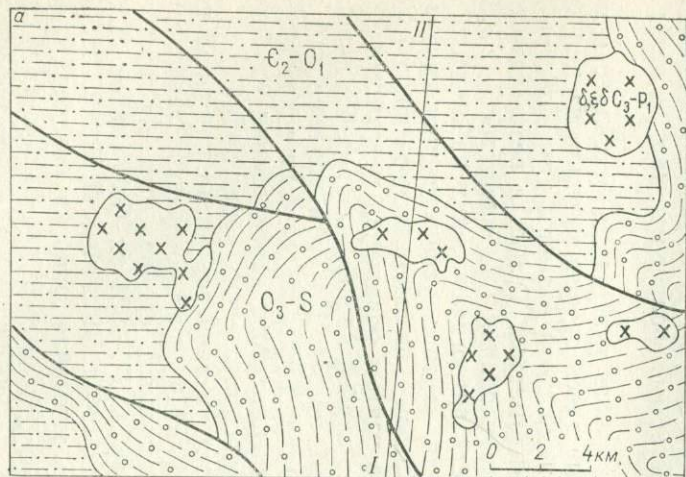


Рис. 7. Скарн-пропилитовая РМФ в Анархайском блоке Чу-Илийских гор (Южный Казахстан).

а — схема геологического строения; б — карта РМФ; в — разрез по линии 1—1/1; г — реконструкция разреза; д — структурная формула РМФ. 1—3 — геологические подразделения: 1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые сланцы, известняки, глинистые сланцы кремнисто-терригенной формации (С<sub>2</sub>—О<sub>1</sub>); 2 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, терригенной нижнемелосовой формации (О<sub>2</sub>—S); 3 — габбро, монокиты, граносенины, гранодиориты монокитонидной формации (С<sub>3</sub>—Р<sub>1</sub>); 4 — разломы; 5—8 — метасоматические зоны скарн-пропилитовой РМФ; 5 — совмещения биотитовых калишпатитов с более поздними пренитосодержащими альбит-амфиболовыми пропилитами Фл<sub>2</sub>+Пла<sub>1</sub>; 6 — альбит-амфиболовых пропилитов Пла<sub>1</sub>; 7 — скарнов Ск; 8 — хлоритовых пропилитов Пх; 9 — конгур развития скарн-пропилитовой РМФ; 10 — слабопроявленные серицит-хлорит-карбонатные гидротермально-метасоматические образования неясной формационной принадлежности.

и металлогения этих формаций существенно различаются.

**Оксеталитовая РМФ.** Оксеталитовая метасоматическая формация выделена Ю. В. Казизыным [1970 г.] как характерная устойчивая совокупность гидротермально-метасоматических образований мезотермальных месторождений. Эти образования в принципиальном отношении сопоставимы с региональными метасоматическими формациями, что подтвердилось впоследствии результатами специального картирования, выполненного авторами в ряде районов Казахстана и Киргизии. Тем не менее различия в трактовке оксеталитовой формации околорудных метасоматитов и одноименной РМФ имеют место, так как в последнем случае в основе выделения стоит не сходство физико-химических условий образования (единство петрогенетического процесса), а связь с конкретным геологическим событием, порождающим геологически обособленный гидротермальный процесс. Таким событием в данном случае является становление интрузий монцитонидной формации активизационной стадии сводово-глыбового развития в пределах жестких блоков, претерпевших длительную дифференциацию вещества литофильной направленности, т. е. главным образом в пределах инверсионных поднятий. Как уже отмечалось, эти же интрузии в относительно мобильных блоках синклинального строения (депресссионных зонах вулканических поясов, наложенных впадинах, геосинклинально-складчатых зонах и т. п.) нередко сопровождаются проявлением скарн-пропилитовой-II РМФ. Отсюда вполне естественно существование элементов сходства и промежуточных вариантов состава и строения между оксеталитовой и скарн-пропилитовой РМФ. Однако в крайних своих проявлениях эти формации различаются весьма существенно.

В составе оксеталитовой РМФ выделяются следующие зоны развития статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов.

1. В пределах интрузивов отмечаются совмещения нескольких метасоматических зон при явно повышенной роли калишпата. Это турмалин-калишпатовые, турмалин-актинолит-калишпатовые и кварц-калишпатовые новообразования Фл<sub>2</sub>, Фа<sub>2</sub>, совмещенные с более поздними калишпат-актинолитовыми пропилитами с пренитом Пла<sub>2</sub>.

2. Пропилитовые парагенезисы распространяются в экзоконтактовую область на сотни метров с четкой температурной зональностью. При этом у контакта часто встречаются гранат-пироксеновые скарны Ск, расположенные в зоне альбит-актинолитовых пропилитов Ппа<sub>1</sub>, в которых по мере приближения к контакту растет роль калишпата Ппа. Периферию ореола слагают хлоритовые и хлорит-альбитовые пропилиты Пх, Ппх<sub>1</sub>.

3. Вдоль тектонических зон в пределах эндо- и экзоконтактового пропилитового ореола развиваются серицитовые березиты Бс с примесью хорошо ограненных кристаллов пирита. Характерной особенностью пропилитовых и березитовых изменений является широкое развитие хорошо раскристаллизованных автоморфных агрегатов хлорита, частая встречаемость в разных парагенезисах калишпата и весьма типичная примесь турмалина.

В составе формации преобладающее значение имеют зонально упорядоченные пропилитовые эпипороды, образующие от центра к периферии следующий ряд:

Ппа<sub>2</sub> → Ппа → Ппа<sub>1</sub> → Ппх<sub>1</sub>, Пх.

В отличие от аналогичного ряда скарн-пропилитовой РМФ здесь более значительна роль калишпата. Но отличие состоит не только в этом, а также в широком проявлении калишпатитовых и березитовых ассоциаций. Общая возрастная упорядоченность зон имеет вид

Фа<sub>2</sub>, Фа<sub>2</sub> → турмалинсодержащие метасоматиты → Ппа<sub>2</sub>, Ппа, Ппа<sub>1</sub>, Ппх<sub>1</sub>  
Пх → Бс.

Ю. В. Қазіцын [1972] в составе оксеталитовой формации выделил следующие фации: актинолитовую, тремолитовую, биотитовую, флогопитовую, хлоритовую, карбонатную, глинистых минералов, кварцевую, альбитовую, калишпатовую. При этом в различных типах колонок отмечалась внешняя зона пропилитов [Шер С. Д., Лайпанов Х. Х., Нагорная Т. В., 1974 г.; Моисеева М. И., 1966 г.; Интрузии. . ., 1975, и др.]. В большинстве случаев эти, видимо, контактовые пропилиты развиваются и в пределах интрузий. Д. В. Рундквист и И. Г. Павлова [1974] также подчеркивают тесную взаимосвязь турмалин-хлоритовых, березитовых и гумбеитовых метасоматических образований. С. Д. Шер и соавторы [1974 г., с. 187] отмечают, что «для большинства месторождений золота (так называемых мезотермальных.— Е. П.) характерно совмещение одновременных метасоматических преобразований». В частности, они утверждают, что во внешних зонах колонок березитов образуются «пропилитоподобные породы, отвечающие по минеральному составу хлорит-эпидотовой и актинолит-эпидотовой фациям пропилитов» [там же, с. 185]. Для типичного месторождения рассматриваемой формации (Березовского на Урале) эти авторы отмечают предшествующие березитам хлорит-турмалиновые метасоматиты и калишпатиты. При этом перечисленные метасоматиты считаются не только связанными единым магматическим

источником, но и взаимнообусловленными. Подобные соотношения имеют место на многих золоторудных месторождениях.

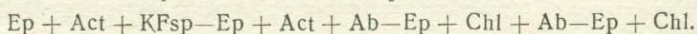
Сходная ситуация характерна для ряда молибденовых, медно-молибденовых, висмут-полиметаллических и некоторых других месторождений Забайкалья [Александров Г. В., 1966 г.; Рехарский В. И., 1966 г.; Казицын Ю. В., 1972], Кавказа [Казарян А. Г., 1958 г.; Карамян К. А., 1963 г.; Интрузии..., 1975], Средней Азии [Моисеева М. И., 1966 г., и др.]. В частности, для района месторождения Каджаран В. И. Рехарский и соавторы [Интрузии..., 1975] выделяют следующий ряд «гидротермально-метасоматических формаций» (точнее метасоматитов):

роговообманково-кварцевая → турмалин-кварцевая → эпидот-альбитовая → биотит-кварцевая → полевошпат-кварцевая → кварц-серицитовая.

Во всех перечисленных случаях прямая пространственная и возрастная связь рассматриваемой совокупности гидротермально-метасоматических образований с конкретными интрузиями, включая их иногда весьма обширные контактовые ореолы, представляется наиболее вероятной.

Металлогеническая специализация оксеталитовой РМФ довольно пестрая, что в какой-то степени является ее особенностью. Наиболее характерны Cu, Mo, Bi, Pb, Zn, Au, Sb и некоторые другие. Можно полагать более узкую специализацию для разновидностей данной РМФ, но этот вопрос изучен еще недостаточно.

В качестве примера рассмотрим гидротермально-метасоматические образования района Мироновского месторождения в горах Кастек (Северная Киргизия). Здесь в краевой части Кастекского инверсионного поднятия широким распространением пользуются крупные массивы габбро-диорит-гранодиоритовой формации, между которыми обнажаются блоки докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев (рис. 8). С юго-востока эти образования перекрыты верхнепалеозойским интрузивно-вулканическим поясом (Киртабулгинская депрессия). В краевой части поднятия установлено несколько интрузий монцонитоидной формации позднедевонского возраста, представленных монцонитами, граносиенитами, миароловыми турмалинсодержащими гранитами и небольшими телами турмалинсодержащих фельзитов. Выделяется серия разрывных нарушений преимущественно северо-восточного простирания. В монцонитах и гранитоидах широко проявлен кремне-калиевый и калиевый метасоматоз, а также последующая пропилитизация, что в сумме предопределило сложное сочетание гидротермальных минералов (Q+KFsp+Trm+Act+Ep и др.) с весьма своеобразными шпировидными и миароловыми формами выделения. Сравнительно узкая экзоконтактовая область представлена зонально упорядоченными пропилитовыми парагенезисами:



Зоны березитизации развиты вдоль тектонических нарушений преимущественно северо-восточного направления и представлены

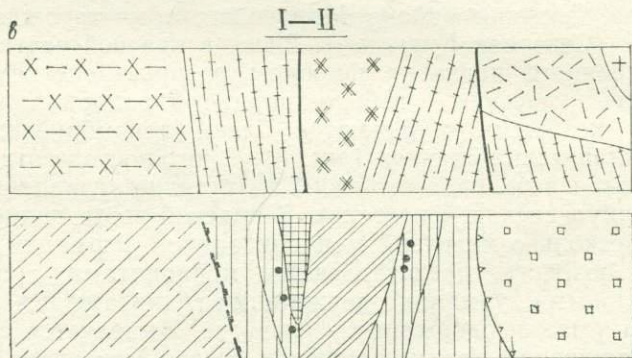
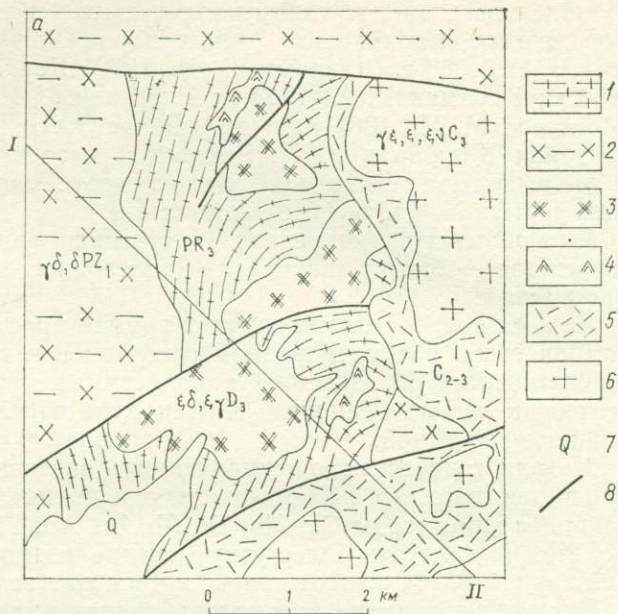
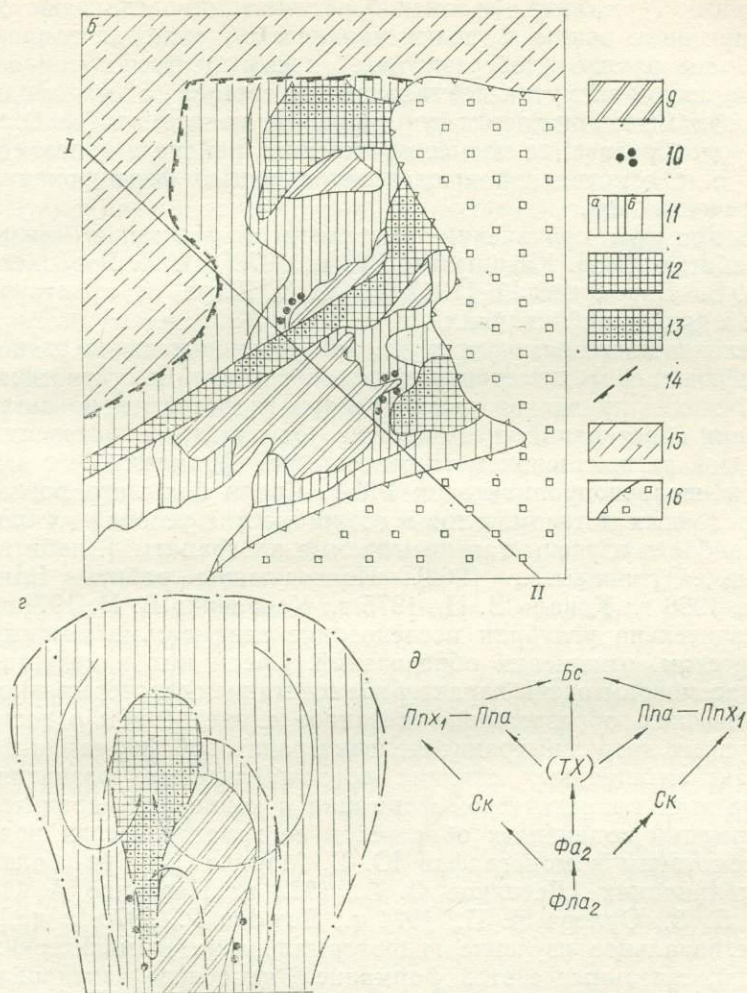


Рис. 8. Оксидативная РМФ в Мировновском районе Северной Киргизии.

*a* — схема геологического строения; *б* — карта РМФ; *в* — разрез по линии I—II; *г* — реконструкция геологических подразделений: 1 — амфиболовые кристаллические сланцы, амфибологранодиоровая формация (PZ<sub>1</sub>), 2 — амфиболовая гранодиоровая формация (D<sub>3</sub>) (3 — монзониты, фельзит-порфиры), 4 — фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы порфиоровой формации (C<sub>3</sub>), 5 — четвертичные отложения (Q); 6 — тектонические нарушения; 7 — метасоматические титовые с более поздними альбит-хлоритовыми пренитсодержащими пропилитами Фла<sub>2</sub>+Фа<sub>2</sub>+хлоритовых Ппх<sub>1</sub>, 8 — серицитовых березитов Бс, 9 — совмещение серицитовых березитов Бс+ТХ; 10 — контур развития оксидативной РМФ; 11 — гидротермально-метасоматические образования, связанных с развитием позднепалеозойского



структура разреза;  $\partial$  — структурная формула РМФ.  
 литы, реже гнейсы (PR<sub>3</sub>), 2 — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты габбро-диорит-снениты, турмалинсодержащие граниты, граноснениты, 4 — турмалинсодержащие фельзиты, (C<sub>2-3</sub>), 6 — габбро, габбро-диориты, монзониты, граноснениты монзонитовидной формации оксепалитовой РМФ; 9 — совмещения амфиболовых калишпатолитов и калишпа-Ппх<sub>1</sub>, 10 — скарнов С<sub>к</sub>, 11 — пропилитов (а — полевошпат-амфиболовых Пна, б — альбит-с более ранними хлорит-турмалиновыми и другими турмалинсодержащими метасоматитами образования более древней калишпатолит-пропилитовой РМФ; 16 — контур распространения интрузивно-вулканического пояса.

мусковит-серицитовыми разностями (Q+Ms+Ser+Chl+Cc+KFsp) с редкими крупными кристаллами пирита и шпирообразными обособлениями турмалина. В зонах березитизации располагаются кварц-сидеритовые жилы с полиметаллической минерализацией, а также более ранние (доберезитовые) преимущественно широтные жилы кварц-висмутин-турмалинового состава с маломощными оторочками кварц-хлорит-турмалиновых метасоматитов. Стадийность рудообразования на месторождениях района в целом согласуется с рассмотренной последовательностью формирования метасоматических зон.

Другие примеры проявления оксеталитовой формации можно найти в работах Ю. В. Казицына [1970 г., 1972], Н. И. Бородаевского, М. Б. Бородаевской [1947 г.], С. Д. Шера и соавторов [1974 г.] и в других публикациях.

Определенность геологических условий возникновения и развития, специфичность металлогенических особенностей и статистическая устойчивость признаков рассмотренных гидротермально-метасоматических образований указывают на объективность выделения оксеталитовой региональной метасоматической формации.

**Альбитит-щелочнопропилитовая РМФ.** Среди большого разнообразия щелочных метасоматитов и геологических условий их проявления наиболее изучены так называемые апограниты [Альбитизированные... граниты..., 1962]. Последующие работы [Минеев Д. А., 1968 г.; Коваль В. П., 1975 г.; Коваленко В. И., 1977 г., и др.] значительно углубили исследование этих весьма важных в практическом отношении образований. Среди них в качестве примера рассмотрим очень характерное сочетание гидротермально-метасоматических образований, связанное с внедрением относительно крупных интрузий гранит-щелочногранитовой формации на поздних активизационных стадиях сводово-глыбового развития. Положение этой магматической формации в конце ряда гранитоидных формаций подвижных областей и ее характеристика подробно рассмотрены в монографии Ю. Б. Марина [1976] и в более ранних публикациях [Летников Ф. А., 1972 г.; Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П., 1974 г.; Bowden P., 1970, и др.]. Однако региональное изучение гидротермально-метасоматических образований, связанных с этой формацией, на основе картирования зон слабых изменений проведено в незначительных объемах. В опубликованных работах мало внимания уделяется экзоконтактным гидротермальным изменениям. Поэтому выделение и описание альбитит-щелочнопропилитовой РМФ производится на конкретном примере.

В Шунакском районе Центрального Казахстана (рис. 9) С. В. Ефремовой [1962 г.] были установлены интрузии щелочных гранитов пермского возраста. Эти интрузии располагаются вдоль крупного разлома северо-западного простирания, разграничивающего на отдельных участках геосинклинально-складчатые отложения флишовой формации от вулканитов девонского вулканического пояса. Щелочные граниты встречаются в пределах относи-



тельно крупных (100—200 км<sup>2</sup>) массивов, сложенных гранитоидами переменного состава и имеющих отчетливое пологое падение кровли на северо-восток. Вмещающие вулканиты относятся к порфировой андезит-дацит-липаритовой формации.

Контактный ореол щелочноамфиболовых пропицитов ( $Ep + Rib + Chl + KFsp + Ab$ ) развивается преимущественно от северо-восточного контакта, полого падающего в этом направлении. Максимальная ширина контактового ореола достигает 8 км при весьма прихотливых очертаниях его внешнего контура. Кроме рибекита и других щелочных амфиболов на локальных участках (у линии контакта) встречается эгирин. Альбитизация [ $Ab + Chl + Cc + (Ser)$ ] распространяется почти на весь Шунакский блок, общая ширина которого местами превышает 25 км. Щелочноамфиболовые пропициты местами накладываются на гранитоиды, особенно в Таятханском массиве, но чаще слагают экзоконтактные зоны. В пределах массивов отмечается рассеянная вкрапленность щелочных амфиболов, метасоматический характер которой устанавливается не повсеместно, встречается новообразованный калишпат или альбит ( $Rib + Eg + KFsp, Ab$ ). В зоне контакта установлены локальные альбититы ( $Ab + Rib, Eg$ ). В центральных частях массивов выделяются зоны слабого развития (5—10 %) кварц-светлослюдистых ассоциаций грейзенового или березитового типа ( $Q + Ms + Ser + Chl$ ). Вся площадь распространения РМФ отличается частой встречаемостью вкрапленного флюорита. Предполагаемая возрастная последовательность метасоматических зон следующая: Флб → Фщ<sub>1</sub> → Ппа, Пш, Ппх<sub>1</sub>.

Основную роль в объеме РМФ играют щелочноамфиболовые пропициты, охватывающие крупную зону пологого экзоконтакта. В имеющихся публикациях по щелочным метасоматитам мало внимания уделяется приконтактовым эпидотсодержащим новообразованиям. О приуроченности их к внешним частям метасоматических колонок можно судить по работам И. Г. Минеевой и Е. В. Копченовой [1976 г.]. Возрастные соотношения со щелочными метасоматитами приводит А. Д. Ножкин [1972 г.] отмечающий, что парагенезисы ( $Ab + Ep$ ), ( $Ab + Ep + Chl$ ), ( $Ser + Ab + Chl$ ) накладываются на калишпатовые и альбитовые метасоматиты и в свою очередь замещаются березитами ( $Q + Ser + Cc + Hm + Pi$ ). Не исключено здесь появление и своеобразных скарновых ассоциаций. Таким образом, в связи с внедрением интрузий щелочных гранитов возникает совокупность гидротермально-метасоматических образований, организованная по тем же правилам, что и другие вышерассмотренные плутогенные РМФ. Это позволяет рассматривать данную совокупность в качестве самостоятельной альбитит-щелочнопропицитовой РМФ, хотя и с некоторой долей условности.

В заключение следует подчеркнуть некоторые характерные особенности рассмотренной группы региональных метасоматических формаций.

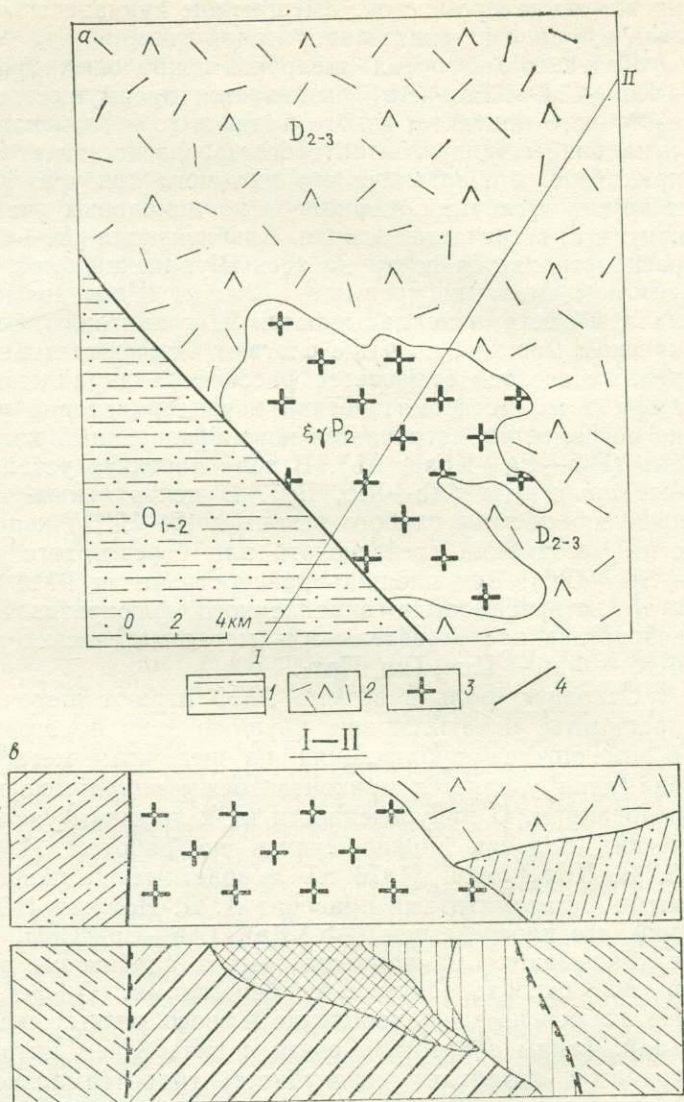
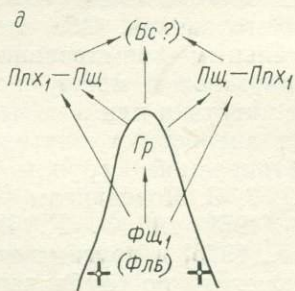
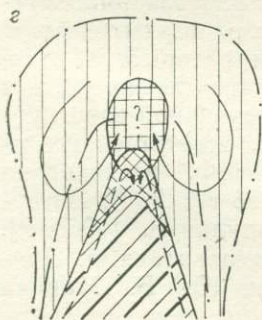
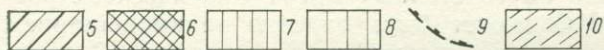
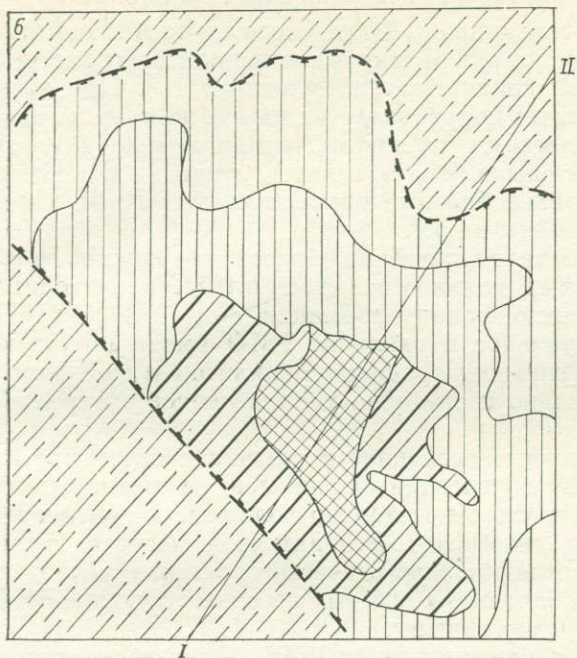


Рис. 9. Альбитит-щелочнопропилитовая РМФ в Шунакском районе Центрального Казахстана. *а* — схема геологического строения; *б* — карта РМФ; *в* — разрез по линии I—II; 2 — рекон I—3 — геологические подразделения: 1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты флишовой порфиры порфириформации ( $D_{2-3}$ ), 3 — биотитовые граниты, гранит-порфиры гранит-зоны альбитит-щелочнопропилитовой РМФ; 5 — фельдшпатолитов с локальными телами щелочноамфиболовых пропилитов Пщ, 8 — альбит-хлоритовых пропилитов Ппх; 9 — контур зования других формаций.



структура разреза; *б* — структурная формула РМФ. формации (O<sub>1-2</sub>), 2 — кварцевые порфиры, липариты, дациты, их туфы, реже андезитовые щелочногранитовой формации (P<sub>2</sub>); 4 — тектонические нарушения; 5—8 — метасоматические лочноамфиболитовых альбититов Флб+Фщ<sub>1</sub>, 6 — серицитсодержащих грейзенов Гр, 7 — щерзвития альбитит-щелочнопропилитовой РМФ; 10 — гидротермально-метасоматические обра-

1. Наличие пропиловых периферических зон, внутреннее строение которых отражает их формирование в концентрических термоградиентных полях (контактовые и ареальные пропиловы).

2. Многочленность совокупностей гидротермально-метасоматических образований при их явной пространственной и возрастной связи со становлением конкретных интрузивных тел. При этом общая совокупность обычно подразделяется на две подгруппы, первая из которых располагается преимущественно в теле плутона (фельдшпатолиты, грейзены и некоторые др.), вторая — в области контактового ореола (разнообразные пропиловы, вторичные кварциты, березиты, аргиллизиты и др.).

3. Гидротермально-метасоматические образования каждой РМФ начинаются проявлениями калиевого метасоматоза, производные которого образуют нижнюю границу формации.

4. Каждое индивидуальное проявление РМФ имеет естественный внешний контур (внешняя граница пропилов и фельдшпатолитов), а также зонально и стадийно упорядоченное внутреннее строение.

Таким образом, основные особенности состава и строения рассмотренной группы РМФ обусловлены становлением соответствующих интрузий, внедренных в относительно холодные и консолидированные верхние слои литосферы. Эти интрузии могут рассматриваться в качестве основного энергетического источника данных гидротермально-метасоматических систем, а соответствующие РМФ могут быть названы плутоногенными.

**Условия образования плутоногенных РМФ.** Фактическое строение плутоногенных РМФ может быть описано взаимодействием двух типов гидротермально-метасоматических систем\*. В каждом случае с большей или меньшей надежностью выделяются две совокупности гидротермально-метасоматических образований: внутриинтрузивная и околоинтрузивная. Обе системы взаимосвязаны параллельно-последовательным формированием в термоградиентном поле внедренных плутонов и могут частично перекрываться в прикровельных частях интрузии или в надывтрузивной зоне.

Термическая история внедренных плутонов, ответственных за формирование рассматриваемой группы РМФ, исследована Д. Н. Казанли [1952 г.], Т. С. Ловерингом [1958 г.], Л. Р. Ингерсоллом и соавторами [1959 г.], Ф. К. Шипулиным [1960 г.], Ю. Б. Мариным [1967 г., 1976] и другими исследователями. Приведем некоторые положения по публикации Ю. Б. Марина [1976].

1. Количество теплоты, выделяемое любой интрузией,  $Q = Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4$ , где  $Q_1$  — теплота перегрева магмы;  $Q_2$  — теплота кристаллизации минералов;  $Q_3$  — теплота остывания в посткри-

---

\* Под системой понимается совокупность сопряженных зон метасоматоза, формирующихся под влиянием эволюционирующего гидротермального раствора в фиксированной геологической обстановке.

сталлизионный период;  $Q_4$  — теплота радиоактивного распада (незначительная величина по сравнению с другими).

2. Создание области контактового прогрева вмещающих пород связано главным образом с величиной  $Q_1 = C_p^{T_0} \rho V (T_0 - T'_0)$ , где  $C_p^{T_0}$  — удельная теплоемкость расплава;  $\rho$  — плотность расплава;  $V$  — расчетный объем;  $T_0 - T'_0$  — температурный интервал перегрева (для гранодиоритов  $1200 - 900 = 300^\circ\text{C}$ ; для нормальных гранитов  $1000 - 800 = 200^\circ\text{C}$ ; для аляскитов  $800 - 700 = 100^\circ\text{C}$ ). Соответствующие значения  $Q_1$ , Дж/м<sup>3</sup>, равны для гранодиоритов  $9,26 \cdot 10^8$ , для нормальных гранитов  $5,78 \cdot 10^8$ , для аляскитов  $2,6 \cdot 10^8$ .

3. Скрытая теплота кристаллизации минералов приблизительно рассчитывается по формуле  $Q_2 = \sum L_i d_i V_i$ , где  $L_i$ ,  $d_i$ ,  $V_i$  — удельная теплота кристаллизации, плотность и объем каждого  $i$ -го минерала соответствующей породы. Эта теплота выделяется в период раскристаллизации расплава. Ю. Б. Марин приводит следующие ориентировочные значения  $Q_2$ , Дж/м<sup>3</sup>: для гранодиоритов  $9,25 \times 10^8$ , для нормальных гранитов  $8,05 \cdot 10^8$ , для аляскитов  $7,25 \times 10^8$ .

4. В сумме  $Q_1$  и  $Q_2$  формируют термоградиентное поле внедренного плутона, в котором протекают постмагматические процессы гидротермально-метасоматического преобразования вмещающих и интрузивных пород, сопровождающиеся общим остыванием всей ранее нагретой области. При прочих равных условиях (равных объемах интрузий, одинаковых коэффициентах теплопроводности вмещающих пород и др.) объемы таких областей должны быть больше около интрузий повышенной основности по сравнению с аляскитами, что определяется соотношением  $Q = \lambda S t \Delta T / \Delta l$ , где  $Q$  — количество теплоты, переданное слоем вещества толщиной  $\Delta l$ , площадью  $S$ , при поддержании на его плоскостях разности температур  $\Delta T$  за время  $t$ ;  $\lambda$  — удельная теплота плавления. Поровые растворы могут несколько расширить границы области прогрева главным образом в ее низкотемпературной зоне [Марин Ю. Б., 1976, с. 121].

5. Термическое взаимодействие между вмещающими породами и остывающими интрузиями представляется сложным и длительно развивающимся процессом. Так, время до замирания термической активности после внедрения плутона (10 км в поперечнике) Д. Н. Казанли [1952 г.] оценивает в 0,1—1 млн. лет. Ю. Б. Марин [1976] только докристаллизационному периоду отводит предположительно 0,6—1,4 млн. лет, а длительность полного остывания массивов на малых и умеренных глубинах оценивает в 1—20 млн. лет. В. Н. Котляр [1970] и Г. Н. Щерба [1968 г.] приводят соответствующие значения в первые миллионы лет. За это время происходит однонаправленный процесс остывания интрузии до общего геотермического фона и экстремальный процесс прогрева и остывания вмещающих пород в общем объеме контактового воздействия. При этом период прогревания, видимо, более кратковременный по сравнению с остыванием [Марин Ю. Б., 1976, с. 122].

6. С периодами послекристаллизационного остывания интрузии связывается формирование внутриинтрузивных гидротермально-метасоматических систем, а с периодами остывания ореола первоначального прогрева вмещающих пород соотносится создание и функционирование околоинтрузивных систем. Принципиально различные по начальным стадиям своего формирования эти системы смыкаются на завершающих стадиях гидротермальной деятельности в контактовых частях надынтрузивных зон, образуя в сумме плутоногенные РМФ.

Внутриинтрузивные системы. Эти системы имеют место во всех плутоногенных формациях, но проявлены с различными интенсивностью и особенностью. В скарн-пропилитовых и калишпатолит-пропилитовых РМФ внутриинтрузивные системы играют подчиненную роль. В оксеталитовой РМФ метасоматиты представлены наиболее специфичными фациями: калишпат-хлоритовой, калишпат-турмалиновой, хлорит-турмалиновой. Наиболее ярко выражены внутриинтрузивные системы в фельдшпатолит-грейзеновых РМФ.

В строении системы рассматриваемого типа выделяются три зоны: а) кремне-щелочного, преимущественно кремне-калиевого метасоматоза — зона фельдшпатолитов Фл; б) щелочного, главным образом натрового, метасоматоза — зона фельдшпатитов Ф; в) кислотного метасоматоза или кислотного выщелачивания — зона грейзенов Гр.

По современным представлениям [Альбитизированные... граниты..., 1962; Щерба Г. Н., 1960, 1968 г.; Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г., 1971; Павлов А. Л., 1976, и др.] перечисленные зоны развиваются преимущественно в гранитоидных массивах в результате взаимодействия остывающих гранитов с подвижной фазой, которая эволюционирует от щелочного надкритического флюида к истинному гидротермальному раствору повышенной кислотности. Глубина формирования оценивается 1,5—5 км. Температура образования (табл. 8) охватывает интервал от температуры кристаллизации соответствующих расплавов (900—700°C) [Марин Ю. Б., 1976] до рубежа образования грейзенов (300—470, чаще 350—450°C). Для фельдшпатолитов биотитовых приводится температура образования 450—860, чаще 500—600°C. Интервал формирования фельдшпатитов занимает промежуточное положение: 300—600°C [Александров И. В., 1963 г.], 400—800°C [Перчук Л. Л., 1968 г.], 350—500°C [Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шацкая Т. В., 1973 г.]. Таким образом, данная система сопряженных зон развивается в период существования термоградиентного поля в самой интрузии, минимальные значения которого в кровле составляют 300—400°C\*. Это значение многие ав-

---

\* Температура контакта внедренных плутонов оценивается по следующей приближенной формуле [Марин Ю. Б., 1976]:  $T_{\text{кн}} \approx (T_0 + T_{\text{п}})/2$ , где  $T_0$  — температура магматического расплава (для гранитов 800—900°C);  $T_{\text{п}}$  — температура вмещающих пород в момент внедрения расплава.

торы считают пограничным между гипо- и мезотермальными месторождениями.

Внутриинтрузивные системы являются магматогенными в классическом смысле этого понятия. Наиболее легкоплавкие и легколетучие компоненты расплава скапливаются в межзерновом пространстве и по мере кристаллизации массива дают начало надкритическим флюидам, постепенно эволюционирующим в высокотемпературные гидротермальные растворы. Как правило, эти растворы циркулируют в пределах самих остывающих массивов и лишь частично в их ближайшей периферии, что позволяет назвать данную минералообразующую систему внутриинтрузивной.

Для рассматриваемой системы в значительной степени подходит модель замкнутого конвекционного движения растворов [Ганеев И. Г., 1977], при котором анизотропия теплового поля предопределяет изменение параметров раствора и минералообразование. Такой тип движения растворов предполагает возможность пространственного перекрытия отдельных зон системы и неконтрастный характер разделяющих их барьеров.

В интрузиях различного состава отмечаются вариации в степени развитости и проявленности отдельных зон.

1. В связи с интрузиями щелочных гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и некоторых других наиболее значительно проявляется зона фельдшпатитов (часто щелочноамфиболовая) при резко подавленной грейзенизации.

2. В интрузиях лейкократовых гранитов и аляскитов часто рельефно выражены зоны кремне-щелочного (существенно калиевого) метасоматоза и кислотного выщелачивания при незначительном развитии фельдшпатитов.

3. Промежуточное положение между первыми и вторыми массивами занимают интрузии лейкократовых субщелочных гранитов, для которых кроме фельдшпатолитовой зоны соразмерно, хотя и слабо, выражены зоны фельдшпатитов и грейзенизации.

4. В гранодиоритовых и монцонитоидных массивах внутриинтрузивные гидротермально-метасоматические системы имеют заметный калиевый уклон. Иногда характерна турмалинизация в отличие от более кислых интрузий, где обычно преобладает флюорит.

Околоинтрузивные системы. Эти системы характерны для всех плутогенных формаций. Вариации в различных РМФ в целом незначительные и, как правило, носят количественный характер. В строении рассматриваемых систем выделяется три зоны: а) железо-магний-кальциевого субщелочного метасоматоза (зона контактовых пропицитов Па); б) совмещенного проявления кислотного и субщелочного метасоматоза (зона березитов Бс); в) кислотного метасоматоза или кислотного выщелачивания (зона вторичных кварцитов Вк). Теснейшая взаимосвязь перечисленных зон, обусловленная закономерной эволюцией физико-химических параметров воздействовавших растворов, подчеркивалась Н. И. Навковником [1968], Т. Г. Радоновой, И. А. Велиновым [1974]

и в последние годы детально проанализирована А. Л. Павловым [1976]. Последний из перечисленных исследователей рассматривает в качестве переходной между зонами пропицитов и вторичных кварцитов не зону березитов, а зону аргиллизитов, что не столь существенно для исследуемой модели. А. Л. Павлов [1976, с. 162—172] обосновывает термодинамическими расчетами, что сочетание отмеченных зон вызвано «...закономерной эволюцией единой гидротермальной флюидной системы в результате самопроизвольного роста окислительности и кислотности исходных щелочно-сульфидных восстановительных гидротерм».

Г. В. Наумов и В. А. Дорофеева [1975] иначе обосновывают химическую природу эволюции кислотности эндогенных растворов. В частности, отмечается, что кислотные свойства хлоридных и других галоидных растворов наиболее интенсивно проявляются в высокотемпературной области и практически сводятся к нулю около 300 °С. Кислотные свойства карбонатных растворов наиболее ярко проявляются при средних и низких температурах и постепенно затухают в более высокотемпературной области. «...Изменение констант диссоциации потенциалзадающих компонентов — основная причина эволюции кислотных свойств эндогенных минералообразующих систем» [Наумов Г. Б., Дорофеева В. А., 1975, с. 257]. Ранее И. Д. Рябчиков [1967 г.] на основе термодинамических расчетов показал, что смещение равновесия между породой и раствором при понижении температуры ведет к кислотному выщелачиванию, а при повышении температуры — к щелочному метасоматозу.

Таким образом, отмеченное выше сочетание сопряженных зон метасоматоза, образующих околоинтрузивные системы, удовлетворительно объясняется существованием в этих ореолах термодиффузионного поля и направленной миграцией в них водных растворов. При этом соотношения пропицитовых и березитовых зон указывают на движение растворов от периферии к массиву и, следовательно, на седиментогенно-инфильтрационную природу этих растворов. Имеющиеся данные по температурам образования метасоматитов, формирующихся в подобных системах, составляют интервал от 300—400 до 100 °С (табл. 8); реже приводятся более высокие температуры. Интервал значений 350—200 °С точнее согласуется с реальным постгрейзеновым формированием рассматриваемых систем и фоновыми значениями температур, устанавливающимися на глубине становления плутогенных формаций в результате нормального геотермического градиента. Этот температурный интервал соответствует образованию мезотермальных постмагматических месторождений. Оптимальная глубина формирования систем 1,5—3 км.

Особенности фактического выражения околоинтрузивных систем в значительно меньшей степени, чем у внутриинтрузивных, зависят от состава и формационной принадлежности плутона. Здесь большую роль играют состав и строение вмещающих геологических образований, их обводненность и другие геохимиче-



ские особенности, а также более общие условия залегания и соотношения с плутоном.

В соответствии с этим металлогеническая специализация плутоногенных РМФ имеет двойную природу. В ряде случаев преобладающее значение имеет специализация интрузий (W, Mo, TR, Be, Sn, Nb, Li, Rb, F и др.), в других, видимо, вмещающие породы (Fe, Cu, Pb, Zn и др.), в третьих сочетание обоих факторов (Cu—Mo, W—Pb—Zn, TR—Pb и др.). Таким образом, внутри околосинтрузивные системы вносят каждая свой вклад в суммарную металлогеническую специализацию плутоногенных РМФ, что существенно отличает эти формации от рассматриваемых ниже вулканогенных и тектоногенных.

### **Вулканогенные региональные метасоматические формации**

Современные представления о многоплановых формах связи гидротермальной деятельности с вулканизмом созданы трудами В. Н. Котляра, Н. И. Наконника, А. И. Семенова, В. И. Смирнова, М. А. Фаворской, Г. Н. Щербы и других ученых. Однако до сих пор не сформулированы четкие разграничения между плутоногенными и вулканогенными гидротермально-метасоматическими образованиями, которые не только смыкаются, но и перекрываются на уровне «глубинно-вулканических», по терминологии В. Н. Котляра [1970], или «гиповулканических», по Г. Н. Щербе [1965 г.], проявлений. Наиболее надежным признаком такого разграничения, с нашей точки зрения, является наличие или отсутствие контактового термального и гидротермально-метасоматического ореола. Многочисленные экструзивные и жерловые тела в пределах близодновременно образованных осадочно-вулканогенных толщ, а часто и в пределах подстилающих эти толщи отложений обычно не сопровождаются ореолами термоградиентной зональности. В отличие от них даже мелкие, но значительно позднее внедренные интрузии в остывшие литифицированные осадочно-вулканогенные и иные толщи, как правило, имеют контактовые ореолы измененных пород. Это положение устанавливается практически однозначно при специальном картировании эпигенетических образований в полном объеме их проявления, т. е. с учетом доминирующих слабых изменений.

Таким образом, к рассматриваемой группе могут быть отнесены только те гидротермально-метасоматические образования, которые сформированы в связи со становлением вулканических массивов до внедрения интрузий с контактово-термальными ореолами. Внедрение таких интрузий может рассматриваться как самостоятельное геологическое событие, обособленное во времени от становления вулканического массива с присущими ему покровными, жерловыми и экструзивными фациями вулканитов, хотя в генетическом отношении связь всех перечисленных образований с единым магматическим очагом не исключается.

Геологические условия нахождения и особенности образования вулканических поясов и связанной с ними гидротермальной деятельности подробно освещены в многочисленных публикациях (Е. К. Устиев, А. А. Богданов, Л. И. Красный, Е. Т. Шаталов, Е. М. Рудич, М. А. Фаворская, Е. Д. Карпова и др.). Г. А. Твалчрелидзе [1975 г.] выделяет три типа вулканических поясов: периферогeosинклинальные, вторичногeosинклинальные и области тектоно-магматической активизации. В понимании Е. Д. Карповой [1968] это соответствует поясам геосинклинальных и сводово-глыбовых областей, в связи с которыми гидротермальная деятельность и рудная специализация резко различаются. В настоящее время авторы не располагают достаточными материалами по характеристике РМФ геосинклинальных вулканических поясов, хотя такие формации, без сомнения, существуют, о чем свидетельствуют многочисленные публикации по гидротермальной деятельности в древних и современных зонах геосинклинального вулканизма [Заварицкий А. Н., 1950 г.; Смирнов В. И., 1965 г.; Скрипченко Н. С., 1966 г., и др.].

Вулканические пояса сводово-глыбовых областей и связанные с ними гидротермально-метасоматические образования могут быть охарактеризованы на примере Казахстана и по обширным опубликованным материалам. В последовательности формирования таких интрузивно-вулканических поясов, отвечающих активизационной стадии сводово-глыбового развития, можно выделить три основные подстадии.

1. Подстадия формирования вулканогенной молассовой формации, располагающейся в основании и по периферии пояса, соответствует начальному периоду вулканической деятельности, протекающему на фоне погружения. Грубо- и разнообломочный терригенный и вулканогенный материал накапливается в приразломных впадинах. Доминирует базальт-андезитовый вулканизм с линейными вулканическими аппаратами в зонах разлома. Кислый вулканизм локализован спорадическими вулканическими центрами. Наряду с субаэральным часто фиксируется проявление подводного вулканизма.

2. Подстадия формирования порфировой базальт- или андезит-липаритовой формации с широкими вариациями состава отвечает мощному проявлению кислого вулканизма в центральных частях пояса. Характерно кальдерообразование и накопление игнимбригов в обширных вулканических депрессиях, внедрение разнообразных экструзий. Вулканизм носит преимущественно субаэральный многоритмовый характер.

3. Подстадия формирования гранодиорит-гранитовой и других гранитоидных формаций завершает создание интрузивно-вулканических поясов. Отмеченные массивы создают купольные звенья указанных поясов, разделяющие охарактеризованные выше вулканические депрессии. Эти массивы часто называют поствулканическими, так как они знаменуют завершение активной вулканической деятельности.

Каждое из перечисленных геологических событий чревато гидротермальной деятельностью. Однако наиболее существенный этап этой деятельности связан со средней подстадий формирования рассмотренных интрузивно-вулканических поясов.

**Калишпатофир-аргиллизитовая РМФ.** Развитие весьма своеобразного гидротермального процесса связано с формированием вулканических депрессий, испытавших кальдерообразование, накопление игнимбритов, внедрение поздних экструзий и последующую тектоническую перестройку. Комплекс гидротермально-метасоматических образований, обусловленных проявлением этого гидротермального процесса, может быть выделен в качестве калишпатофир-аргиллизитовой РМФ. Эти образования охватывают крупные депрессионные вулканотектонические структуры центрального типа, выполненные осадочно-вулканогенными толщами порфировой формации, включая жерловые и экструзивные фации, а также распространяются в прилегающие блоки фундамента этих депрессий.

В составе калишпатофир-аргиллизитовой РМФ выделяются следующие зоны развития статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов.

1. Вулканический массив в целом, состоящий из вулканитов разного состава и фациально-генетической принадлежности с линзами и прослоями осадочных пород, подвергается кремне-калиевому метасоматозу с формированием характерных калишпатофиров и других хлоритовых калишпатолитов Флх<sub>2</sub>.

2. Вдоль отдельных зон и горизонтов повышенной проницаемости с резким расширением по мере приближения к палеоповерхности проявляются зоны аргиллизитовых ассоциаций и более локальные тела аргиллизитов Ар.

3. Между калишпатофирами и аргиллизитами иногда выделяются две промежуточные зоны. Более внешняя зона альбитизации с хлоритом и карбонатом Фх<sub>1</sub> и более внутренняя зона гидросерицитовой березитизации Бг, которые обычно представлены рассеянной вкрапленностью соответствующих минералов и очень редко метасоматитами.

4. В самых верхних частях массивов отмечается переход аргиллизитов к монокварцевым, гидросерицит- и каолинит-кварцевым нередко алуниносодержащим вторичным кварцитам Вк<sub>1</sub> обычно массивных форм проявления.

Вся совокупность перечисленных зон редко проявляется с достаточной полнотой. Наиболее обширны и постоянно присутствуют зоны кремне-калиевого метасоматоза, но их выделение часто затруднительно, так как они представлены калишпатофирами, плохо отличимыми от исходных пород. Более рельефно этот процесс можно фиксировать в терригенных породах, в прожилках и в миндалинах порфиритов. Размеры кварц-светлослюдистых зон существенно зависят от размеров эрозионного среза соответствующего массива, так как обычно они уменьшаются с глубиной. Здесь резко проявлена вертикальная зональность, отмеченная при описании

аргиллизитовой ЛМФ. Характерно кольцеобразное развитие аргиллизитовых зон вокруг крупных вулканических сооружений в тяготении к кольцевым и дуговым разломам, локализирующим поздние экструзии. Возрастная упорядоченность перечисленных зон имеет следующий вид:

Флх<sub>2</sub> → Фх<sub>1</sub> → Бг → Ар → Вк<sub>1</sub>.

Выделение региональной метасоматической формации отмеченного состава и строения является далеко не общепризнанным. Значительно чаще в ассоциации с аргиллизитами и вторичными кварцитами упоминаются пропилиты. Это положение требует дополнительных пояснений. В первую очередь надо отметить, что теперь уже многие исследователи подчеркивают необходимость выделения аргиллизитов и вторичных кварцитов различного происхождения [Власов Г. М., 1964 г., 1970 г.; Сухов В. И., 1967, 1969 г.; Гаврикова С. Н., 1969 г., и др.]. При этом появление эпидотовых парагенезисов в ассоциации с аргиллизитами и вторичными кварцитами устанавливается только в контактовых зонах интрузий [Петраченко Р. И., 1974; Гогишвили В. Г., Ротман И. П., Абашидзе К. И., 1966 г., и др.], т. е. в плутоногенных РМФ.

В вулканогенном варианте Г. Т. Волостных [1972 г.] отмечает залегание аргиллизитов по периферии и под алуниновыми вторичными кварцитами при их синхронном образовании. Этот же автор и другие [Burnham C. W., 1962] отмечают узколокальное распространение эпидотовых парагенезисов в околоаргиллизитовой зональности. Значительно чаще в этих зонах отмечается резко повышенная активность калия [Фишкин М. Ю., 1958, 1970 г., Szeky-Fux V., 1964, и др.]. Особо кварц-калишпат-гематитовую и альбитовую стадии, предшествующие аргиллизации, выделяют В. Л. Барсуков и соавторы [Условия..., 1972]. Все же приходится констатировать, что весьма значительному по масштабам и интенсивности проявления процессу полевошпатовых изменений в наземных вулканитах, тяготеющих к кальдерным структурам (преимущественно игнимбрикам), уделяется еще крайне мало внимания. Это обусловлено, с одной стороны, региональностью (фоновостью) отмеченного преобразования, а с другой — трудностями установления эпигенетического характера кварц-полевошпатовых парагенезисов близмагматического периода образования, которые О. П. Ушаков [1972] выделил под названием калишпатофинов. К этому типу процессов относятся и так называемая фельзитизация вулканических стекол, описанная Г. А. Шатковым и соавторами [1970] в аналогичной ситуации. На фоне этого главного процесса кремнекальевого метасоматоза в качестве сопутствующих минералов отмечаются гематит, хлорит, карбонат, цеолиты и крайне редко эпидот, эпигенетический характер которых в вулканитах устанавливается, конечно, значительно легче.

В настоящее время можно выделить две наиболее яркие разновидности калишпатофир-аргиллизитовой РМФ, различающиеся

металлогенической специализацией и связанные с вулканическими сериями разного состава:

а) альбитит-аргиллизитовая разновидность РМФ формируется в связи с богатыми калием вулканическими сериями контрастного строения; в ее составе выделяется три ведущие зоны (калишпатофиров—хлоритовых альбититов—аргиллизитов часто с наложенной альбитизацией); рудная специализация определяется месторождениями деревянистого олова, молибденовыми, флюоритовыми и другими месторождениями;

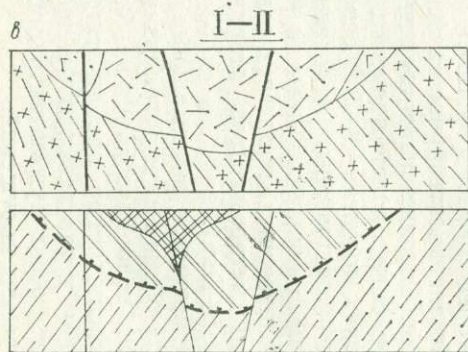
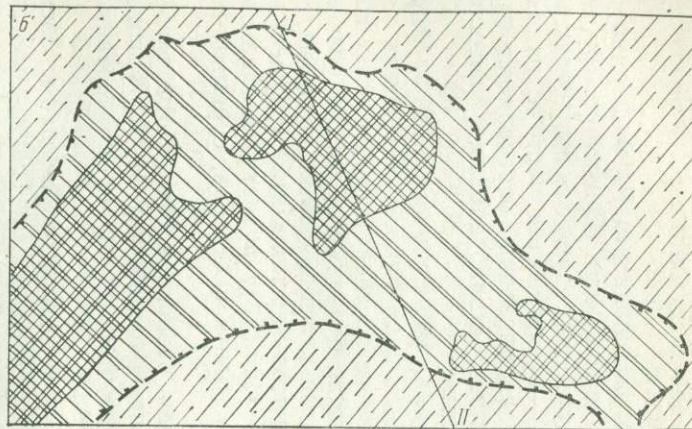
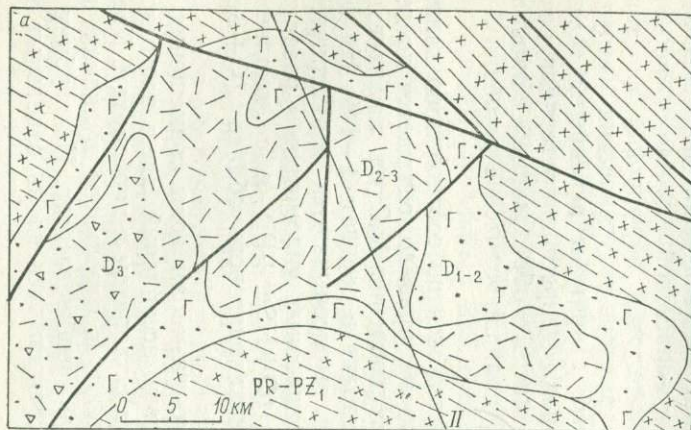
б) калишпатит-аргиллизитовая разновидность РМФ формируется в связи с богатыми натрием вулканическими сериями с преобладанием дацитов и постепенным переходом от основных пород к кислым; в ее составе выделяются отличные от первой разновидности ведущие зоны (кварц-калишпат-альбитовых метасоматитов, т. е. фельдшпатофиров—адуляритов—аргиллизитов с более поздними кварц-адуляровыми выделениями); рудная специализация определяется месторождениями золота и серебра, сурьмяно-полиметаллическими и др.

Соответствующие отмеченным разновидностям РМФ вулканические серии и их металлогения рассмотрены М. А. Фаворской [1965 г.]. Остановимся на некоторых примерах проявления калишпатофир-аргиллизитовой РМФ.

1. В Чуйском районе Центрального Казахстана одно из звеньев девонского вулканического пояса залегает на гранито-гнейсовом фундаменте (рис. 10). В основании вулканической депрессии отмечаются отложения вулканогенно-молассовой формации, перекрытые вулканиками андезито-липаритовой порфировой формации, образующей серию крупных вулкано-тектонических структур центрального типа. Частично эти структуры перекрыты верхней молассовой формацией. Все породы депрессии претерпели интенсивный кремне-калиевый метасоматоз с образованием калишпатофиров и других разновидностей калишпатолитов с устойчивой ассоциацией ( $Q + KFsp + Hm$ ).

Интенсивность процесса фиксируется по соотношению калия и натрия. Содержание последнего, как правило, снижается до десятых и сотых долей процента. Накопление  $K_2O$  на ограниченных участках достигает 8—9 %, составляя в среднем 3—4 %. На фоне кварц-калишпатовых изменений вырисовываются изометрические ореолы площадью в десятки квадратных километров с развитием аргиллизитовых парагенезисов ( $Q + Hser + Pi$ ) и с локальными телами метасоматитов вторичнокварцитового облика ( $Q + Ser + Hser + Dsp$ ).

Отмечаются значительные по размерам зоны совмещения калишпатофировых и аргиллизитовых ассоциаций. Здесь часто появляются новообразования альбита с хлоритом и карбонатом. Кварц-светлослюдистые ореолы тяготеют к отдельным вулканическим центрам и участкам повышенной трещиноватости. На глубину эти ореолы резко сужаются и прослеживаются вдоль отдельных тектонических нарушений.



I-II

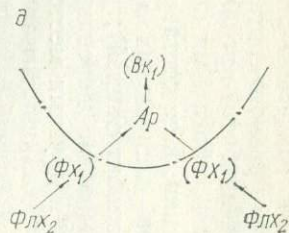
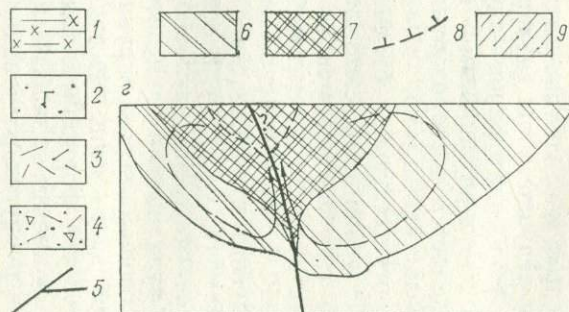


Рис. 10. Калишпатофир-аргиллизитовая РМФ (альбит-аргиллизитовая разновидность) в Чуйском районе Центрального Казахстана.

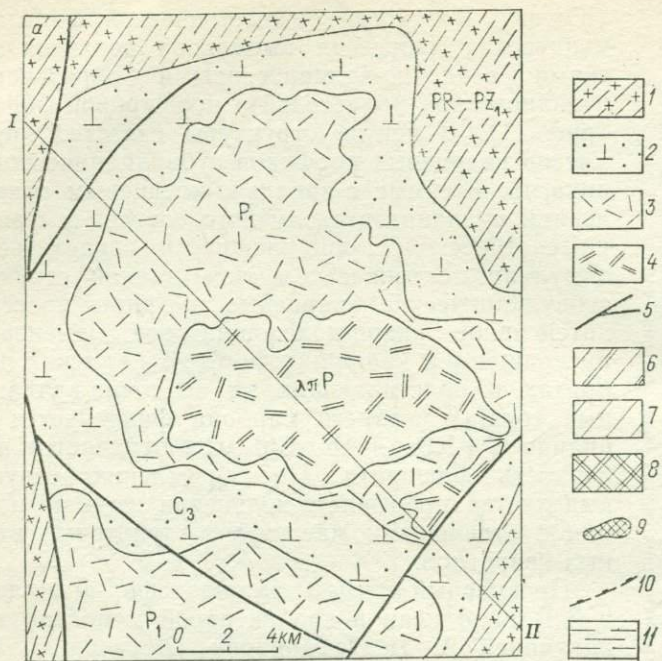
*a* — схема геологического строения; *b* — карта РМФ; *в* — разрез по линии I—II; *г* — реконструкция разреза; *д* — структурная формула РМФ. I—4 — геологические подразделения: 1 — гнейсы, кристаллические сланцы, граниты, граптолиты, терригенно-осадочные породы фундамента вулканической депрессии (PR—PZ), 2 — конгломераты, песчаники, алевролиты, андезит-базальтовые порфиры и их туфы вулканогенной молассовой формации (D<sub>1</sub>—2), 3 — липаритовые, липарит-лацитовые порфиры и их туфы, реже андезитовые порфиры андезит-липаритовой (порфировой) формации (D<sub>2</sub>—3), 4 — песчаники, конгломераты, горизонты липарит-лацитовых порфиров верхней молассовой формации (D<sub>3</sub>); 5 — тектонические нарушения; 6—7 — метасоматические зоны калишпатофир-аргиллизитовой РМФ; 6 — калишпатофир Флх, 7 — аргиллизитов Ар с локальными телами серицит-каолинитовых вторичных кварцитов Вк и хлоритовых альбититов ФХ; на границе с калишпатофирами; 8 — контур развития калишпатофир-аргиллизитовой РМФ; 9 — гидротермально-метасоматические образования других более древних РМФ.

2. В юго-восточном окончании Чу-Илийских гор (Южный Казахстан) изометрической формы вулканическая депрессия выполнена верхнепалеозойскими осадочно-вулканогенными образованиями вулканогенной молассовой и порфировой формации (рис. 11). В центре структуры известен крупный массив кварцевых порфиров субвулканического облика, что в сумме с зонально-кольцевым распределением вулканитов различного состава и фациально-генетической принадлежности свидетельствует о вулcano-тектоническом типе данной структуры; субвулканические кварцевые порфиры претерпели интенсивное кварц-полевошпатовое изменение и превращены в калишпатофиры. В пермских игнибритах и подстилающих их осадочно-вулканогенных толщах верхнего карбона фиксируется ассоциация  $Q + KFs + Ab + Chl + Cc$ , отмечается вкрапленность флюорита. По обрамлению структуры выделяется прерывисто-кольцевая зона аргиллизации с отдельными массивами алунитовых вторичных кварцитов.

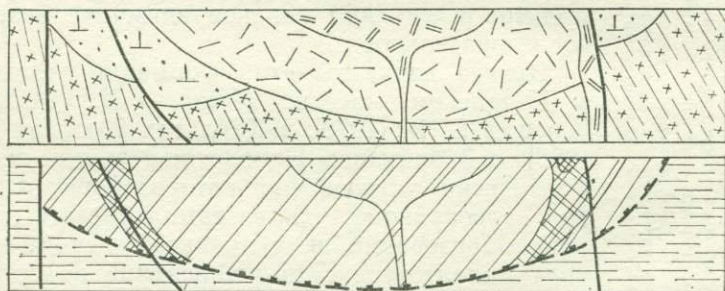
Прекрасный пример калишпатофир-аргиллизитовой РМФ описан в коллективной монографии под редакцией А. И. Тугаринова [Условия..., 1972], хотя авторы не акцентируют внимание на генетическом единстве выделяемых разновидностей гидротермалитов и уделяют главное внимание возрастной последовательности.

Другие варианты этой формации установлены в Родопском массиве [Дончева К., Михова Й., Плющев Е. В., 1978], в Карпатах [Фишкин М. Ю., 1958], в Забайкалье, Приохотье и других регионах. Фактически установлена авторами рассматриваемая совокупность гидротермально-метасоматических образований в вулканитах девона, перми, мела и палеогена. Эти наблюдения не оставляют сомнений в реальности существования и правомерности выделения калишпатофир-аргиллизитовой РМФ с серией характерных разновидностей.

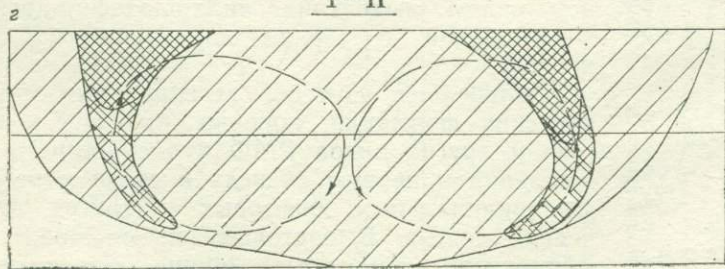
Дальнейшее изучение региональных метасоматических формаций, конечно, приведет к выявлению и других видов РМФ вулканогенного происхождения в первую очередь в связи с развитием геосинклинальных, рифтовых и других вулканических поясов. В настоящее время можно сформулировать некоторые общие закономерности только для рассмотренных разновидностей, связанных



$\delta$  I-II



I-II





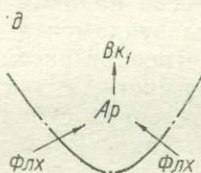
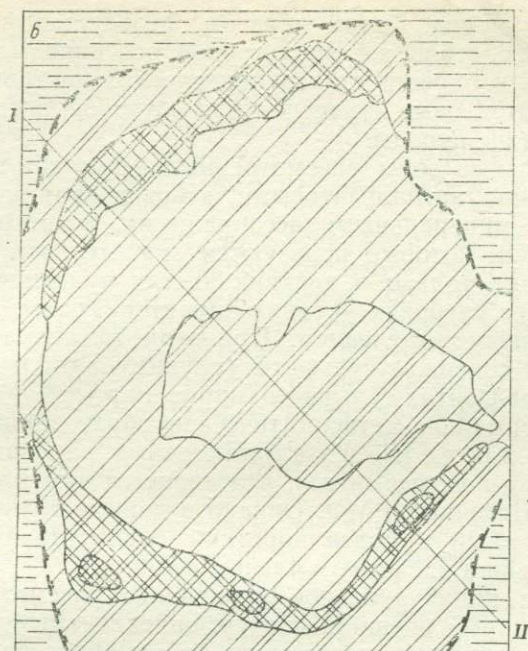


Рис. 11. Калишпатофир-аргиллизитовая РМФ (калишпатит-аргиллизитовая разновидность) в юго-восточной части Чу-Илийских гор Южного Казахстана.

*а* — схема геологического строения; *б* — карта РМФ; *в* — разрез по линии I—II; *г* — реконструкция разреза; *д* — структурная формула РМФ.  
 1—4 — геологические подразделения: 1 — гнейсы, кристаллические сланцы, гранодиориты, граниты фундамента вулканической депрессии (PR—PZ<sub>1</sub>), 2 — песчаники, алевролиты, андезитовые, андезит-базальтовые порфириды и их туфы вулканогенной молассовой формации (С<sub>3</sub>), 3—4 — порфировая формация (P<sub>1</sub>) (3 — липаритовые, липарит-дацитовые порфиры и их туфы покровной фации, 4 — гранит-порфиры, фельзит-порфиры жерловой фации); 5 — тектонические нарушения; 6—9 — метасоматические зоны калишпатофир-аргиллизитовой РМФ: 6 — фельдшпатофиров Флх, 7 — фельдшпатофиров с локальными калишпатитами Флх+Фх<sub>1</sub>, 8 — аргиллизитов Ар, 9 — серицит-каолинитовых вторичных кварцитов Вк<sub>1</sub>; 10 — контур развития калишпатофир-аргиллизитовой РМФ; 11 — гидротермально-метасоматические образования других более древних РМФ.

с развитием депрессионных звеньев континентальных вулканических поясов сводово-глыбовых областей.

1. Наличие фельдшпатофировых периферических зон, обязанных своим образованием посткальдерной стадии становления крупных ареалов наземного вулканизма. Отмеченные полевошпатовые изменения являются неотъемлемой заключительной стадией формирования таких вулканических массивов в связи с внедрением экструзий, процессами раскристаллизации и перекристаллизации

вулканических пород. Таким образом, фельдшпатофировые изменения являются столь же характерной особенностью вулканических массивов в окрестностях вулканических центров, как и пропилитовые контактовые изменения для плутонов, внедренных в холодные и жесткие породы.

2. Центральные зоны рассмотренных формаций представлены преимущественно аргиллизитовыми, вторичнокварцитовыми, реже березитовыми минеральными ассоциациями и соответствующими метасоматитами, которые пользуются значительной сплошностью распространения только в верхних частях вулканических массивов, а на более глубоких уровнях характеризуются тонкопрожилково-вкрапленным выделением. При этом метасоматиты верхних уровней часто содержат сульфаты (алунит, барит и др.), а на более нижних горизонтах сульфиды (пирит и др.).

3. Гидротермально-метасоматические образования рассматриваемых РМФ, так же как и у плутоногенных, начинаются проявлениями калиевого метасоматоза, что является характерной особенностью магматогенных РМФ. Однако в данном случае отмечается более контрастный и более короткий (малоэтапный) переход к заключительным кислотным членам РМФ.

4. Каждое индивидуальное проявление рассмотренных РМФ имеет естественный внешний контур, определяемый распространением кремне-калиевых метасоматических образований, которые могут охватывать вулканический массив целиком или только его часть, или распространяться в породы фундамента.

Основные особенности состава и строения рассмотренных РМФ находятся в непосредственной зависимости, а также в пространственной и временной связи со становлением субаэральных вулканических ареалов центрального типа. Такие РМФ могут быть названы вулканогенными.

**Условия образования вулканогенных РМФ.** Вулканогенные гидротермально-метасоматические формации в том объеме выделения, который использован в данной работе, моделируются одной гидротермально-метасоматической системой, которую можно назвать депрессионно-поствулканической. Подобные гидротермально-метасоматические системы функционируют в условиях становления крупных наземных вулканических массивов. В региональном плане эти массивы представляют собой звенья наложенных интрузивно-вулканических поясов сводово-глыбового периода развития, а в генетическом — депрессионные участки, тяготеющие часто к кальдерам обрушения с поперечниками во многие километры до десятков километров. Геологические условия формирования таких сооружений определяют физико-химическую обстановку проявления депрессионно-поствулканических систем.

Условия становления вулканических массивов рассматриваемого типа находятся в прямой связи с проблемой образования игнимбритов или, в более широком понимании, туфолов. В свое время по этой проблеме развернулась оживленная дискуссия.

Одни ученые (Г. В. Абиx, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белякин, В. И. Влодавец и другие) подчеркивали лавовое происхождение туфолов, другие — существенно туфовое, но весьма своеобразное (А. Н. Заварицкий, П. Маршалл, К. Феннер и другие). Однако и те и другие отмечали два наиболее важных, с нашей точки зрения, обстоятельства: а) высокую газонасыщенность продуктов вулканизма; б) большие объемы извергаемого материала [Воловикова И. М., 1957., с. 47].

По описанию А. Лакруа, при извержении вулкана Мон-Пеле материал раскаленной тучи напоминал эмульсию твердых веществ в водных парах и газах с температурой 800—1000 °С [Lacroix A., 1904 г.]. По П. Маршаллу [Marshall P., 1935 г.], вулканический материал при извержении в Долине Десяти Тысяч Дымов (Катман) должен был иметь температуру не менее 960 °С. Эти цифры хорошо согласуются с опытами М. П. Воляровича и А. А. Леонтьевой [1937 г.] по температурам вспучивания и пемзообразования в обсидианах, которые составили 870—930 °С и 1100—1200 °С при содержании воды 0,5—0,6 %. При внешнем давлении выше  $15 \cdot 10^5$  Па, что соответствует 6 м перекрывающих пород, вспучивание не происходит [Волярович М. П., Чепурин В. П., 1944 г.]. Естественно, что необходимое противодействующее давление пропорционально содержанию легколетучих компонентов. Высокая концентрация последних — характерная особенность рассматриваемых образований. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1928 г., с. 226] писал: «...если это лавы, то все-таки лавы, застывшие при каких-то особых условиях, вероятно, богатые водяными парами, быть может и другими летучими...» Высокое исходное содержание легколетучих составляющих, а также щелочей и ряда рудных компонентов в игнимбритах и близкиx к ним вулканитах, устанавливается и в относительно древних (палеозойских, мезозойских) вулканических поясах. Г. Ф. Яковлев и Е. Б. Яковлева [1974] выделили подобные образования в особые флюидопорфировые комплексы подвижных зон, отметив их возможный калиевый, натриевый или калий-натриевый уклон при повышенных содержаниях суммы щелочей и обычном преобладании калия над натрием и высокой концентрации летучих.

Важно особо подчеркнуть, что отмеченная специализация таких комплексов наиболее четко фиксируется в стекловатых разностях, шаровых и некоторых других обособлениях. В хорошо раскристаллизованных вулканитах эта особенность ослабевает. В отношении галоидов, урана и некоторых других металлов эта тенденция наиболее обстоятельно обоснована Г. А. Шатковым и соавторами [1970], хотя частично отмечалась и ранее [Noble D., Smith V., Peck L., 1967; Larsen et al., 1958 г., и др.]. Г. А. Шатков показал, что в ходе фельзитизации вулканического стекла теоряется до 30—40 % урана и еще больше фтора.

Можно сделать вполне обоснованное допущение, что при равных прочих условиях содержание летучих и связанных с ними металлов в рассматриваемых вулканитах будет прямо зависеть от

скорости их застывания и захоронения под перекрывающими покровами и обратно зависеть от степени последующей фельзитизации. Реальные термодинамические условия образования игнимбри-тов способствуют «запечатыванию» в них легколетучих компонентов. Высокая продуктивность соответствующих извержений ведет, с одной стороны, к накоплению мощных толщ вулканитов и захоронению флюидопорфировых комплексов, а с другой — к быстрому опустошению вулканических камер и кальдерообразованию. Фактические мощности вулканических толщ, выполняющих соответствующие депрессии, измеряются многими сотнями метров и первыми километрами [Условия... , 1972], а мощности конкретных игнимбри-товых покровов достигают десятков и сотен метров.

Мощное накопление высоко нагретого вулканического материала и быстрое его захоронение в ходе становления рассматриваемых массивов способствует длительному существованию геотермического градиента, значение которого оценивается в 50—200 °C на 1 км [Кропоткин П. Н., 1948 г.]. Следовательно, в основании вулканической депрессии после завершения активного вулканизма можно ожидать наличие температуры 300—400 °C. Не менее существен и тот момент, что сам по себе депрессионный характер подобных структур способствует концентрированию в их пределах подземных вод и созданию артезианских бассейнов [Басков Е. А., 1976].

Депрессионно-поствулканическая система. В ее строении выделяется три зоны: а) кремне-щелочного, преимущественно кремне-калиевого метасоматоза (зона калишпатофиров  $\text{Flx}_2$  или фельшпатофиров  $\text{Flx}$ ); б) щелочного существенно калиевого метасоматоза (зона хлоритовых альбититов  $\text{Fx}_1$  или адуляритов  $\text{Fx}_2$ ); в) кислотного метасоматоза или кислотного выщелачивания (зона аргиллизитов  $\text{Ar}$ , выше зона вторичных кварцитов  $\text{Vк}_1$ ).

Зона кремне-щелочного метасоматоза охватывает практически весь вулканический массив, осуществляя раскристаллизацию вулканических стекол, перекристаллизацию (фельзитизацию) и метасоматическое изменение туфового и терригенного материала и тому подобные преобразования под влиянием умеренно щелочных растворов, нагретых до температуры 300—400 °C. В газовых пустотах и других открытых полостях из этих растворов отлагается гематит-кварц-калишпатовая ассоциация, наиболее характерная для рассматриваемой зоны, что отмечается и другими авторами [Условия... , 1972, и др.].

В ходе кремне-калиевого метасоматоза в раствор переходят избыточные концентрации фтора и других элементов, способных мигрировать в слабощелочных средах в виде галоидных комплексов. По данным Г. А. Шаткова, Л. Н. Шатковой, Е. Н. Гущина [1970], это распространяется на молибден, бериллий, цезий и не затрагивает торий, титан, свинец. Таким образом, возникает гидротермальный раствор, способный при изменении физико-химических параметров отлагать полезные компоненты.

Условия становления рассматриваемых вулканических массивов, фактически наблюдаемое их раннее кварц-полевошпатовое преобразование и геохимические особенности этого процесса позволяют обосновать предположение, что исходные физико-химические параметры и рудная специализация растворов депрессионно-поствулканических систем создаются в пределах самих вулканических массивов за счет запечатанных в породах магматических эманаций, подземных вод глубокой циркуляции, геохимической специализации пород и термоградиентного поля самого массива. Механизмом формирования химического состава рудоносного гидротермального раствора является кремне-калиевый метасоматоз осадочно-вулканогенных толщ депрессии.

Природа начальной высокой активности калия при метасоматической переработке вулканитов остается недостаточно выясненной, как и природа повышенной калиеносности рассматриваемых вулканических массивов вообще и игнимбритов в частности. Наиболее вероятно, что мы имеем дело с конечными членами магматической дифференциации сиалических очагов, и эти дифференциаты подобны по составу интрузиям лейкогранит-аляскитовой, гранит-щелочногранитовой и других сходных формаций, повсеместно обогащенных летучими и рудными компонентами. Во многом подобен и начальный метасоматический процесс образования фельдшпатофиров и плутоногенных фельдшпатолитов. Высокая активность калия достоверно устанавливается в обоих случаях, что является надежным признаком магматогенных гидротермально-метасоматических систем. В ходе взаимодействия с породами активность калия падает и растет активность натрия.

В зоне существенно натрового метасоматоза частично фиксируется фтор в виде флюорита и фторapatита. Температура минералообразования 220—240°C [Условия..., 1972]. Зона альбитизации имеет место при ярко выраженном калиевом уклоне предшествующей зоны калишпатофиров. При калий-натровом уклоне кремне-щелочного метасоматоза зона фельдшпатофиров нередко сменяется зоной адуляритов.

Зона кислотного выщелачивания выражена двумя подзонами: а) восстановительных условий минералообразования и б) окислительных условий, граница между которыми определяется сменой сульфидов (пирит) на сульфаты (барит, алунит). Температура минералообразования оценивается интервалом 70—250°C. Подзона окислительных условий представлена алунитсодержащими вторичными кварцитами, отражающими положение фумарольно-сульфатарной шляпы [Волостных С. Т., 1972 г.]. Эта подзона занимает гипсометрически наиболее высокие уровни. Ниже ее по участкам трещиноватости, брекчирования и первичной повышенной проницаемости развивается подзона аргиллизитов, характеризующая кислотное выщелачивание в восстановительных (сероводородных) условиях. Возникновение кислых растворов в таких условиях связывается с подземным вскипанием и быстрой конденсацией паровой фазы [Набоко С. И., 1963 и др.]. Здесь происходит

разрушение фторидных комплексов и отложение рудных элементов.

Таким образом, в ходе развития депрессионно-поствулканических систем за счет смешения седиментогенных и инфильтрационных вод депрессии с магматическими эманациями, запечатанными во флюидопорфировых комплексах вулканических, возникают гидротермальные растворы. Эти растворы эволюционируют в ходе циркуляции в недрах массива от кремне-щелочных до кислых, образуя калишпатофир-аргиллизитовые РМФ. Металлогеническая специализация РМФ данной группы зависит главным образом от состава, геохимических особенностей и других свойств осадочно-вулканогенных образований, выполняющих депрессию. При этом большое значение имеет не только рудная специализация вулкаников, но и исходное содержание минерализаторов, что можно определить в породах, не затронутых калиевым метасоматозом и имеющих стекловатую структуру. Видимо, весьма существенное значение имеет обводненность депрессии и другие палеогидрогеологические условия.

### **Тектоногенные региональные метасоматические формации**

Кроме рассмотренных в предыдущих разделах гидротермально-метасоматических образований, имеющих отчетливую пространственную и временную связь с магматическими проявлениями, в ходе специального картирования выявляются обширные зоны изменений, не обнаруживающие такой связи. При этом высказываются предположения о парагенетической связи с каким-либо глубинным гипотетическим магматическим очагом или об амагматическом характере гидротермальной деятельности. По времени проявления эти гидротермально-метасоматические образования нередко совпадают с периодами стабилизации тектонического режима и пауз магматической активности после очередной перестройки структурного плана подвижной области. Гидротермально-метасоматические образования такого типа, в том числе рудные, давно известны. Они предусмотрены в классификации рудных месторождений В. Линдгрена [Lindgren W., 1933 г.] и в других более поздних классификациях [Кузнецов В. А., 1973 г., и др.], а также в значительно более широком плане проявлены в виде обширных зон гидротермально-метасоматического изменения пород.

Для этих зон характерны линейно вытянутые конфигурации и более или менее ярко выраженное тяготение к системам протяженных долгоживущих разломов или к другим повышенно проницаемым для водных растворов геологическим образованиям регионального распространения. Соответственно это тяготение устанавливается главным образом при региональных масштабах исследований. В данном разделе мы ограничимся рассмотрением обширных зон развития эпидотсодержащих пропилитовых парагенезисов и неразрывно с ними связанных других гидротермалитов,

установленных в разнообразных осадочных, изверженных и метаморфических породах вне ореолов контактового воздействия интрузий.

В развитии подвижных областей отмечается чередование стадий повышенной и пониженной магматической активности. В ходе собственно геосинклинального развития пониженной магматической активностью обладает стадия формирования поздних геосинклинальных прогибов и накопления флишевых, флишоидных и нижнемолассовых формаций. Предшествует этой стадии период интенсивного геосинклинального вулканизма, первые внутрисинклинальные перестройки и внедрение габбро-гипербазитовых интрузий, а следует за ней стадия инверсии геосинклинального режима, складчатости и внедрения крупных интрузий габбро-диорит-гранодиоритовой формации. В ходе постгеосинклинального сводово-глыбового развития после стадии формирования континентальных интрузивно-вулканических поясов отмечается пауза магматической активности, соответствующая субплатформенной стадии накопления карбонатных, терригенных или угленосных толщ, вслед за которой нередко отмечается очаговое проявление поздней тектоно-магматической активизации.

Как в геосинклинальных, так и в сводово-глыбовых областях в периоды пауз магматической активности и стабилизации тектонического режима в связи с предшествующей тектонической перестройкой структурного плана территорий развиваются в некотором отношении сходные гидротермальные процессы. Эти процессы контролируются зонами влияния крупных долгоживущих разломов, разграничивающих блоки различной мобильности и разного знака вертикальных движений, т. е., как правило, участки с разной историей геологического развития. В геосинклинально-складчатых областях — это продольные протяженные разломы, ограничивающие внутрисинклинальные поднятия. В сводово-глыбовых областях такие разломы выделяются в краевых частях инверсионных поднятий или поздних зон глыбового орогенеза и трассируются часто приразломными молассоидными впадинами или границами субплатформенных мульд, или другими образованиями, ограничивающими жесткие блоки с преобладанием геоантиклинальных тенденций развития и высоким уровнем гранитизации вещества. Таким образом, выделяются две тектоногенные региональные метасоматические формации.

**Пропилит-березитовая РМФ.** Гидротермально-метасоматические образования, выделяемые в качестве пропилит-березитовой РМФ, формируются в зонах влияния крупных долгоживущих разломов, разграничивающих блоки с различной историей сводово-глыбового развития. По времени возникновения они соответствуют стадии заложения и заполнения субплатформенных впадин, окружающих блоки устойчивого воздымания (инверсионные и глыбовые поднятия с широким проявлением гранитоидного магматизма).

Зоны проявления рассматриваемых гидротермально-метасоматических образований накладываются на геосинклинально-склад-

чатые отложения, на породы интрузивно-вулканических поясов и особенно на толщи вулканогенно-молассовой формации, выполняющей в краевых частях этих поясов приразломные впадины; на породы гранито-гнейсового фундамента и гранитоиды габбро-диорит-гранодиоритовой формации в краевых частях инверсионных поднятий; в некоторых случаях на нижние горизонты субплатформенных мульд, по отношению к которым они близодновременны. Соответственно гидротермально-метасоматические образования заключительных стадий очаговой тектоно-магматической активизации и связанные с ними РМФ являются более поздними, чем данные.

В составе пропилит-березитовой РМФ выделяются следующие зоны развития статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов.

1. Зоны развития хлорит-пропилитовых Пх и альбит-хлорит-пропилитовых Ппх<sub>1</sub> ассоциаций обычно с заметным содержанием карбоната вытягиваются вдоль основных долгоживущих разломов, охватывая полосу их влияния шириной в километры.

2. Внутри пропилитовых зон в участках повышенной проницаемости часто в областях пересечения с поперечными разломами выделяются зоны кварц-светлослюдистых березитовых ассоциаций, обычно гидросерицитсодержащих Бг.

3. Среди березитовых ассоциаций или независимо от них, перекрывая пропилитовые и березитовые зоны, наблюдаются участки обычно слабо выраженных серицит-хлоритовых ассоциаций иногда с редкими зернами карбоната. По составу новообразований эти ассоциации занимают промежуточное положение между пропилитами и березитами и мы их обозначим по первым буквам ведущих минералов СХ.

По вертикали зоны СХ сменяются зонами Бг и далее зонами Ппх<sub>1</sub> и Пх, что соответствует и их возрастной упорядоченности: Ппх<sub>1</sub>, Пх → Бг → Сх. Ведущую роль играют зоны пропилитизации и березитизации, относительные размеры которых зависят от уровня эрозионного среза этой зональности. По отдельным тектоническим нарушениям и повышенно проницаемым горизонтам или иным телам зоны березитизации прослеживаются на глубины до 1,5 км и более. При этом постоянная ассоциативность пропилитовых и березитовых зон отмечается многими исследователями [Наковник Н. И., 1954 г.; Логинов В. П., Русинов В. Л., 1974 г.; Скороспелкин С. А., 1974 г., и др.]. В частности, С. А. Скороспелкин [1974 г., с. 87] подчеркивает: «Пропилиты и березиты не имеют четкой ... связи с ... магматическими комплексами, их пространственное положение контролируется зонами разрывных нарушений». Н. И. Дерябин [1970 г.] отмечает: «... зоны пропилитизации могут быть связаны непосредственно с тектоническими нарушениями...». Однако существуют и другие представления. Подчеркивая формационные различия пропилитов и березитов, Б. И. Омеляненко [1966 г.], наиболее досконально изучивший рассматриваемые березиты, отмечает их более низкотемператур-



ные условия образования, одновременность с пропилитами и, как следствие этого, различие геологических условий образования.

Соглашаясь с тем, что пропилиты и березиты относятся к различным петрологическим формациям (ЛМФ), определяемым физико-химическими параметрами, нельзя не учитывать их постоянную природную ассоциативность в различных вариантах как плутоногенных, так и тектоногенных РМФ. Во всех этих случаях и конкретно в данном пропилиты и березиты образуют сопряженные в пространстве и времени зоны изменений — производные единого эволюционирующего гидротермального процесса.

В качестве разновидностей пропилит-березитовой РМФ с существенно разной рудной специализацией следует выделить:

а) собственно березитовую, характеризующуюся кварц-серицитовым иногда существенно хлорит-карбонатным составом внутренних зон с обильной тонкокристаллической пиритизацией, специализированную на уран-молибденовое, урановое и иное многосульфидное оруденение;

б) березит-альбититовую, отличающуюся формированием во внутренних зонах хлорит-альбитовых, апатит-альбитовых, апатит-карбонатных, кварц-альбитовых метасоматитов (эйситов, по Б. И. Омеляненко), специализированных на фосфорное, урановое оруденение с ториевой и циркониевой минерализацией;

в) березитоидную в карбонатных и кремнисто-терригенных отложениях субплатформенных мульд с кварц-альбитовыми, баритовыми и другими прожилково-вкрапленными образованиями во внутренних зонах, специализированную на полиметаллы.

Рассмотрим несколько примеров, иллюстрирующих геологическую позицию и параметры конкретных проявлений пропилит-березитовой РМФ.

1. В периферической части инверсионного поднятия, сложенного кристаллическими сланцами и гнейсами протерозоя и инверсионными гранитоидами, осложненной системами разрывных нарушений, выделяется несколько приразломных впадин, выполненных отложениями девонской вулканогенно-молассовой и верхнемолассовой формации (рис. 12). В породах инверсионного поднятия интенсивно проявлена плутоногенная калишпатолит-пропилитовая РМФ. Характерные для этой формации калишпат-актинолитовые пропилиты в периферических частях поднятия замещаются альбит-хлоритовыми пропилитами, которые распространяются далее на породы девонской вулканогенно-молассовой формации. Альбит-хлоритовые и хлоритовые пропилиты полукольцом охватывают отмеченное поднятие с юга. В пределах этой полосы выделяются две изометрические зоны березитизации площадью около 100 км<sup>2</sup> каждая. В удалении от поднятия березитизация сменяется зонами слабой серицит-хлоритовой минерализации, которая захватывает кроме прочих наиболее молодые верхнедевонские молассоидные отложения. На разрезе показано предполагаемое поведение этих зон на глубину.

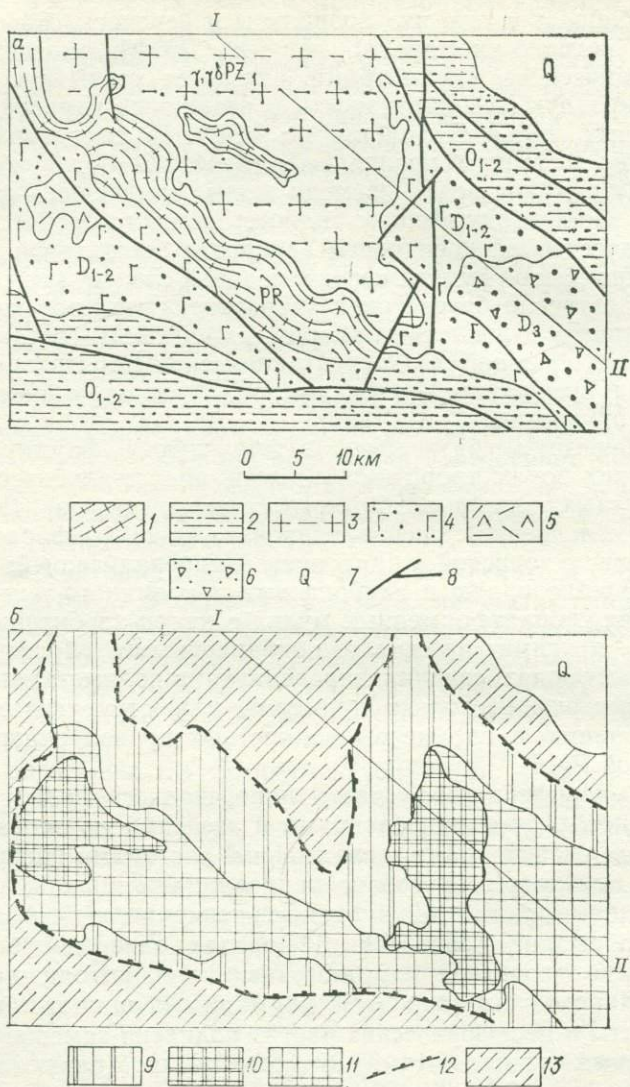
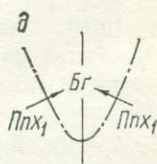
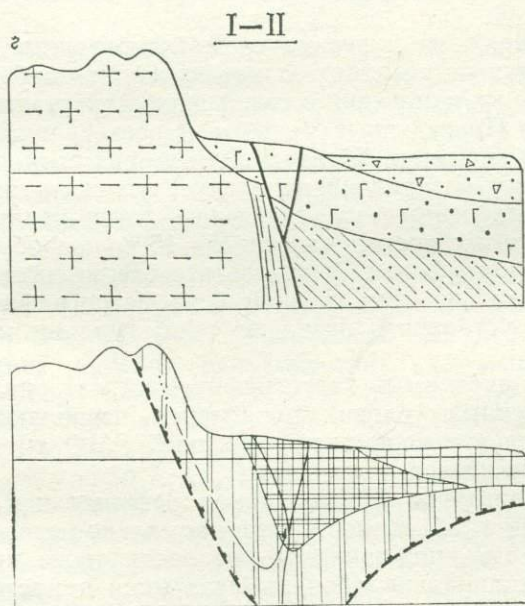
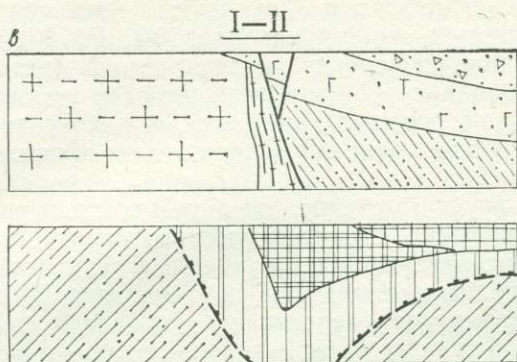


Рис. 12. Пример проявления пропилит-березитовой РМФ в краевой части инверсионного  
*a* — схема геологического строения; *б* — карта РМФ; *в* — разрез по линии I—II; *г* — реконструкция  
 I—7 — геологические подразделения: 1 — гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфи-  
 подниориты, плагиограниты, кварцевые диориты габбро-диорит-гранодиоритовой формации  
 вулканогенно-молассовой формации ( $D_{1-2}$ ), 5 — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры пор-  
 совой формации ( $D_3$ ), 7 — четвертичные отложения (Q); 8 — тектонические нарушения;  
 тов Пхх, 10 — гидросерцитовых березитов Бг, 11 — серицит-хлоритовых карбонатсодержа-  
 гидротермально-метасоматические образования других РМФ.



поднятия.

структура разреза; 8 — структурная формула РМФ. боилиты (PR), 2 — песчаники, алевролиты, аргиллиты флишовой формации ( $O_{1-2}$ ), 3 — гра- (PZ), 4 — конгломераты, песчаники, алевролиты, андезит-базальтовые порфириды и их туфы фириковой формации ( $D_{2-3}$ ), 6 — галечные и валунные конгломераты, песчаники верхнемолас- 9—11 — метасоматические зоны пропилит-березитовой РМФ: 9 — альбит-хлоритовых пропи- лищих пропилитондных ассоциаций; 12 — контур развития пропилит-березитовой РМФ; 13 —

2. На рис. 13 приведен фрагмент карты, отражающий геологическую ситуацию, весьма сходную с вышерассмотренной. Отличие состоит в появлении монцитонидных интрузий, прорывающих субплатформенные отложения, т. е. относящихся к поздней стадии тектоно-магматической активизации. Фиксируется наложение связанной с этими интрузиями скарн-пропилитовой-II РМФ на зоны березитизации и пропилитизации субплатформенной тектоногенной РМФ. Четко устанавливается приуроченность березитовых зон к краевым разломам инверсионного поднятия, в центре которого сохранился фрагмент более ранней калишпатолит-пропилитовой РМФ.

3. Рис. 14 иллюстрирует тяготение зон березитизации рассматриваемой РМФ к периферии субплатформенных мульд, в основании которых развиваются близодновременные осадконакоплением березитониды с полиметаллическим оруденением. В данном случае инверсионное поднятие располагается к западу и северу от заливообразного мобильного блока, сложенного геосинклинально-складчатыми отложениями, частично перекрытыми вулканической молассой и карбонатными толщами субплатформенной мульды.

Приведенные выше, хотя и весьма схематизированные, фрагменты карт базируются на результатах картирования слабопроявленных гидротермальных изменений в совершенно конкретных природных обстановках. Приведенные разрезы и реставрации носят более гипотетический характер. Хотелось бы еще раз подчеркнуть, что при изучении этих материалов не следует упускать из виду истинные размеры выделенных зон (десятки — сотни квадратных километров) и степень их проявленности (5—15 % новообразований в исходных породах). Только в результате специального картирования по относительно равномерной сети петрографических наблюдений удастся установить истинные конфигурации метасоматических зон.

В данном случае приводимый картографический материал, повторяемость установленных условий проявления позволяют констатировать существование пропилит-березитовой РМФ амагматического тектоногенного класса.

**Пропилит-серцитолитовая РМФ.** Данная региональная метасоматическая формация объединяет гидротермально-метасоматические образования, имеющие широкое распространение преимущественно в эвгеосинклинальных зонах, захватывая прилегающие участки интрагеоантиклинальных поднятий.

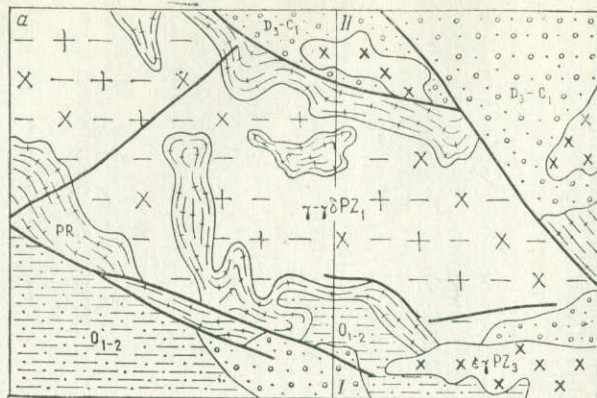
Название РМФ заимствовано у В. Н. Котляра [1970], который выделяет группу серцитолит-пропилитовых месторождений. По времени возникновения эти образования относятся к прединверсионной стадии геосинклинального развития, характеризующейся заполнением позднегеосинклинальных прогибов и паузами магматической активности. Зоны изменений вытягиваются в виде широких полос вдоль крупных разломов, субсогласных с простиранием складчатых структур. Эти разломы нередко выражены об-

ширными зонами расщепления, многоплоскостным ветвлением и сравнительно небольшими амплитудами смещений.

В составе пропилит-серицитолитовой РМФ выделяются следующие зоны развития статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов: 1) периферические зоны, включающие и оконтуривающие остальные гидротермально-метасоматические образования данной совокупности, представлены альбит-актинолитовыми и актинолит-хлоритовыми пропилитами Ппа<sub>1</sub>, Па, Пх, часто с примесью пренита, пумпеллита и карбоната; 2) внутренние зоны представлены серицитовыми березитами часто сланцеватой текстуры — серицитолитами Бс, реже их массивными разностями с переходом к вторичным кварцитам Вк; 3) между зонами пропилитов и березитов характерны промежуточные зоны смешанных кварц-хлоритовых ассоциаций КХ с карбонатом и альбитом.

Возрастная последовательность перечисленных зон имеет вид Ппа<sub>1</sub>, Па, Пх → КХ → Бс, Вк, хотя часто отмечается их близодновременное формирование в ходе длительно развивающегося гидротермального процесса. В составе РМФ резко доминируют пропилитовые зоны, наиболее ярким примером которых могут служить так называемые зеленокаменные породы Урала. В литературе идет многолетняя дискуссия о природе этих образований. Гидротермально-метасоматический характер зеленокаменных изменений вполне надежно обоснован работами Д. С. Коржинского [1948 г., 1955], С. Н. Иванова [1960 г.], С. Н. Иванова и В. П. Логинова [1965 г.] и других. При этом С. Н. Иванов и В. П. Логинов утверждают, что зеленокаменные зоны Урала «...не являются результатом воздействия газов и горячих вод, приуроченных к действующим вулканическим аппаратам. Они... относятся, скорее всего, к периоду... когда последние (вулканиты) находились под значительным давлением вышележащих осадков... Региональные изменения, видимо, представляют собой... внешний фронт интенсивных локальных метасоматических изменений... Рассмотренные изменения древних вулканических отложений Урала представляют собой типичную среднетемпературную пропилитизацию...». Многие авторы подчеркивают амагматический характер этих метасоматических изменений [Каипов А. Д., 1972 г.; Берг Л. Я., 1976 г.; Тальнов Е. С., 1976 г., и др.]. Особенно четко это проявляется для молодых пропилитизированных пород, так называемых зеленых туфов, для которых В. Л. Русинов [1972, с. 74] отмечает: «Выходы измененных пород слагают полосы, вытянутые вдоль региональных глубинных разломов, и не показывают зависимости от присутствия конкретных магматических очагов».

Металлогеническая специализация пропилит-серицитолитовой РМФ определяется приуроченностью к зонам ее распространения колчеданных месторождений. Однако ознакомление с обширной литературой, посвященной колчеданным месторождениям, убеждает в их полигенности, что неоднократно подчеркивал В. И. Смирнов [1965 г.]. Первый тип оруденения — это осадочно-гидротермальные сингенетические образования, возникающие синхронно



0 5 10 км

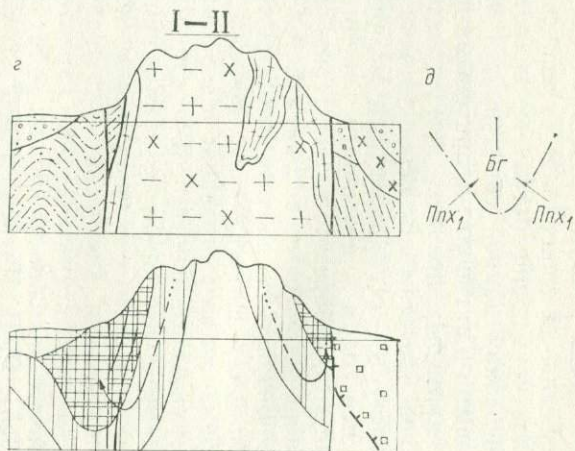
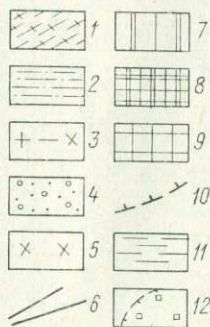
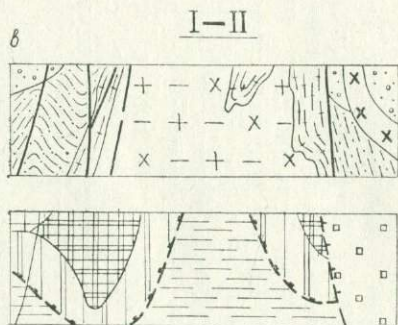
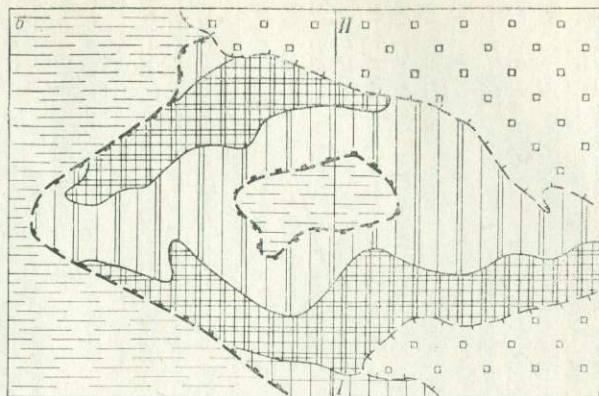


Рис. 13. Пример проявления пропилит-березитовой РМФ по периферии инверсионного поднятия.

*a* — схема геологического строения; *b* — карта РМФ; *в* — разрез по линии 1—1'; *г* — реконструкция разреза; *д* — структурная формула РМФ.  
*1*—5 — геологические подразделения: 1 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты (РР), 2 — песчаники, алевролиты, аргиллиты с горизонтальными известняков флишовой формации (О<sub>1-2</sub>), 3 — диориты, габбродиориты, плагиодиориты, габбро-диорит-гранодиоритовой формации (РЗ), 4 — красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты терригенной формации (D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>), 5 — габбро, диориты, сенинг-диориты, граносениты моноклиновой формации (Р<sub>23</sub>); 6 — тектонические нарушения; 7—9 — метасоматические зоны пропилит-хлоритовой РМФ; 7 — альбит-хлоритовых пропилитов Пнх, 8 — гидротермально-березитовых Бг, 9 — серицит-хлоритовых карбонатсодержащих пропилитовых ассоциаций; 10 — контур развития пропилит-березитовой РМФ; 11 — гидротермально-метасоматические образования более древней калишпатолит-пропилитовой РМФ; 12 — гидротермально-метасоматические образования более молодой скари-пропилитовой-П РМФ.

с осадочно-вулканогенными толщами (существенно колчеданные и медноколчеданные руды). Другой тип связан с формированием зеленокаменных зон и сопряженных с ними березитов, т. е. пропилит-березитовой РМФ (эпигенетические медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды). Третий тип оруденения связан с развитием скари-пропилитовых и других ореолов контактового воздействия интрузий (скарновые, жильные и штокверковые тела разного состава). Нередко в строении колчеданных месторождений отмечается оруденение нескольких из перечисленных типов, что обуславливает их реальную полигенность. Таким образом, говоря о медно-полиметаллической и колчеданной специализации пропилит-серицитолитовой РМФ, мы имеем в виду лишь часть колчеданного оруденения, которая занимает закономерное положение в строении этой РМФ, тяготея к ее центральным зонам, представленным серицитолитами и вторичными кварцитами. Кроме свинца, цинка и меди важнейшим элементом специализации пропилит-серицитолитовой РМФ является золото, проявленное в ряде ее характерных разновидностей.

Многочисленные примеры карт гидротермально-метасоматических образований, объединяемых нами в пропилит-серицитолитовую РМФ, приводятся по Уралу [Кривцов А. Н., 1969 г.; Кац Ш. Н., 1969 г.; Прокин В. А., 1977], Казахстану [Яковлев Л. И., 1960 г.] и другим районам. Региональные масштабы развития отмеченных зеленокаменных зон и тесно ассоциирующих с ними березитоподобных образований общеизвестны и нет необходимости иллюстрировать их дополнительно. Несмотря на определенное сходство описываемой пропилит-серицитолитовой РМФ с вышерассмотренной пропилит-березитовой, имеется достаточно оснований для их четкого разграничения. Кроме геологических условий нахождения и различного положения в истории геологического развития подвижных областей обращают на себя внимание более высокотемпературные парагенезисы пропилит-серицитолитовой РМФ и вытекающие отсюда ее вещественные особенности.

В заключение отметим некоторые характерные признаки рассмотренной группы тектоногенных РМФ в целом.

1. Периферические зоны этих РМФ представлены пропилитами, так же как и у плутоногенных

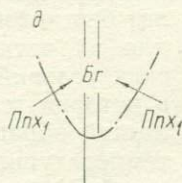
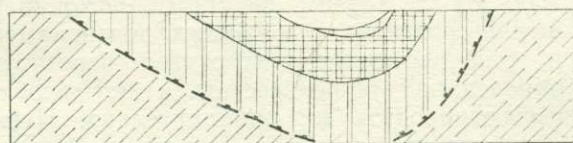
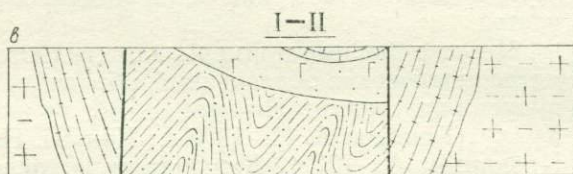
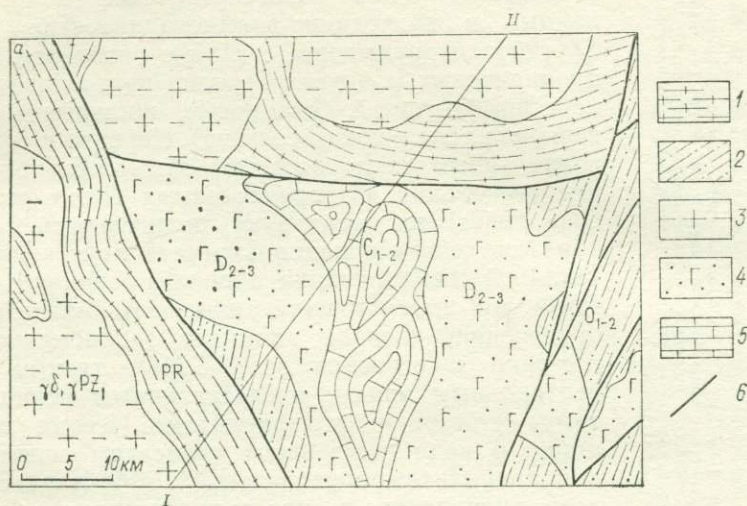
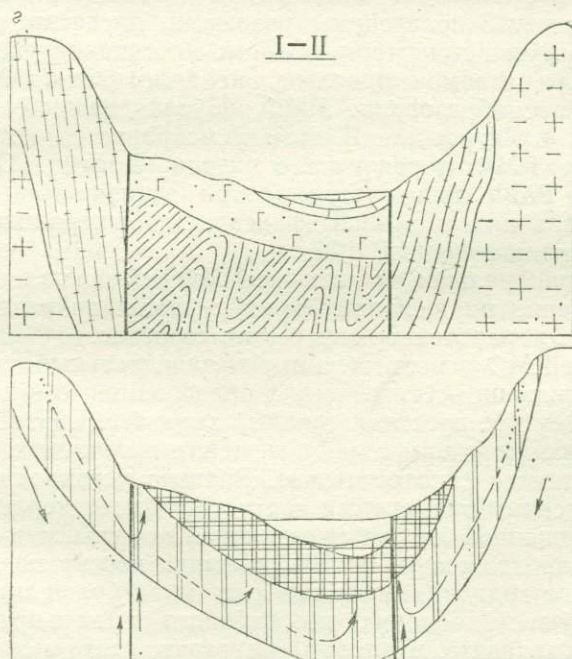
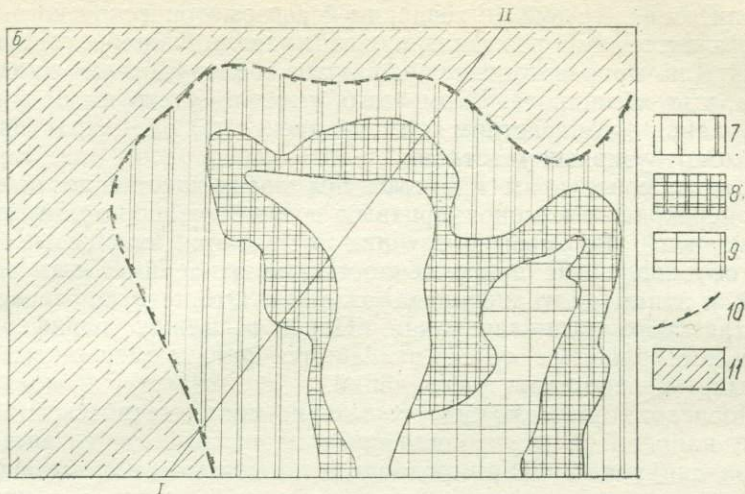


Рис. 14. Пример проявления пропилит-березитовой РМФ в обрамлении сублатформенной *а* — схема геологического строения; *б* — карта РМФ; *в* — разрез по линии I—II; *г* — рекон I—5 — геологические подразделения: 1 — кристаллические сланцы, кварциты (PR), 2 — песча плагииграниты габбро-диорит-гранодиоритовой формации (PZ<sub>1</sub>), 4 — песчаники, алевролиты, ции (D<sub>2-3</sub>), 5 — мергели, известняки, доломиты, реже углистые аргиллиты, песчаники, кон шения; 7—9 — метасоматические зоны пропилит-березитовой РМФ: 7 — альбит-хлоритовых держащих пропилитондных ассоциаций; 10 — контур развития пропилит-березитовой РМФ;





**впадины.**

структура разреза;  $\delta$  — структурная формула РМФ. ники, алевриты, аргиллиты флишеидной формации ( $O_{1-2}$ ). 3 — диориты, гранодиориты, конгломераты, андезит-базальтовые порфириты и их туфы вулканогенно-молассовой формации, терригенно-карбонатной и карбонатной формаций ( $C_{1-2}$ ); 6 — тектонические нарушения; 7 — диориты, гранодиориты, конгломераты, андезит-базальтовые порфириты и их туфы вулканогенно-молассовой формации, терригенно-карбонатной и карбонатной формаций ( $C_{1-2}$ ); 8 — гидросерпичитовых березитов Бг, 9 — серпичит-хлоритовых карбонатсо-11 — гидротермально-метасоматические образования других формаций.

РМФ. Однако в данном случае пропилитовые зоны контролируются не контактами интрузий (с тенденцией к изометрической конфигурации), а системами разломов и, как правило, линейно ориентированы. Для приразломных пропилитов более обычна примесь альбита, а не калишпата. Кроме того, у них отсутствуют признаки формирования в контрастном термоградиентном поле, характерном для околоинтрузивных участков.

2. Центральные зоны представлены преимущественно березитами с переходами к монокварцевым и существенно серицитовым метасоматитам. Во многих случаях отмечаются сланцевые текстуры, обусловленные приуроченностью кварц-серицитовых образований к зонам долгоживущих разломов. Отсутствуют признаки приконтактового выщелачивания. Нередко между периферическими и центральными зонами отмечаются полосы смешанных (переходных) минеральных ассоциаций.

3. Последовательность гидротермально-метасоматических образований направлена от пропилитовых парагенезисов к березитовым при синхронном формировании в смежных зонах метасоматоза. Зоны кварц-светлослюдистых ассоциаций тяготеют к наиболее пронизываемым, часто поперечным разрывам, представляющим собой участки разгрузки гидротерм, которые просачивались по системам продольных разломов, производя пропилитизацию. Характерно малостадийное образование РМФ, обуславливающее относительно простое их строение. В этом усматривается сходство с вулканогенными РМФ и различие с плутоногенными. Однако рассматриваемые РМФ выделяются низкой активностью калия в периферических зонах и малой фиксацией минерализаторов в сравнении с вулканогенными РМФ.

4. Каждое индивидуальное проявление РМФ имеет вполне определенное ограничение по внешнему контуру зоны приразломной пропилитизации и упорядоченное внутреннее строение.

Рассмотренные РМФ повсеместно имеют значительный возрастной отрыв от вмещающих геологических образований, совмещение с которыми носит сугубо пространственный характер. Связи производящих изменения гидротерм с магматическим источником всегда в значительной степени гипотетические. Реально устанавливается связь с тектоническими элементами соответствующей территории, уже дифференцированной на блоки различной мобильности и преобладающего знака движения. В этих условиях можно предполагать существование гидродинамических систем глубокой циркуляции, функционирующих в зонах повышенного и варьирующего геотермического градиента. Природу гидротерм этих систем, видимо, правильнее считать полигенной с незначительной долей магматических эманаций. Поэтому рассмотренную группу региональных метасоматических формаций предлагается назвать тектоногенной в отличие от ранее описанных плутоногенной и вулканогенной.

**Условия образования тектоногенных РМФ.** Тектоногенные гидротермально-метасоматические формации в рассмотренном объеме

могут быть смоделированы одной гидротермально-метасоматической системой. Согласно ранее изложенному материалу такие системы функционируют в разнообразных геологических ситуациях подвижных областей в периоды относительной стабилизации тектонических движений и пауз магматической активности. Условно такие системы могут быть названы приразломными. Их функционирование предопределяется гидрогеологическими и общими геотермическими условиями конкретных блоков земной коры.

Палеогидрогеологические условия в подвижных областях континентальной коры. Основополагающие идеи В. И. Вернадского о строении и роли гидросферы получили в последние годы новое звучание в разработке палеогидрогеологического анализа для целей металлогении [Овчинников А. М., 1966 г., 1970 г.; Зайцев И. К., Толстихин Н. И., 1971 г.; Басков Е. А., 1976, и др.]. Отметим некоторые основные моменты палеогидрогеологических реконструкций по публикациям Е. А. Баскова [1976] и некоторым другим.

1. Континентальная кора до глубины 8—10 км содержит в среднем 3—5 % воды. Это свободная, а также физически и химически связанная с твердым веществом вода, освобождающаяся при различных температурах. Экстраполяция ныне существующих геотермических градиентов показывает, что нижняя граница существования воды ( $t=375 \div 425^\circ\text{C}$ ) в различных геоструктурных зонах колеблется от 15 до 35 км [Макаренко Ф. А., Маврицкий Б. Ф., 1964 г.]. Эти же авторы указывают, что «тысячи буровых скважин в различных районах вскрывают сейчас воды и породы, имеющие температуру 100—150°C и выше», и можно говорить «о существовании сплошной подземной гидросферы термальных вод» [Там же, с. 3]. При этом роль ювенильных вод в общем количестве подземных вод, по данным А. П. Виноградова, составляет ~3 %. Глубина распространения и температурные параметры подземной гидросферы превышают интервал гидротермального минералообразования [Домарев В. С., 1973].

2. Среди основных гидрогеологических структур выделяются артезианские бассейны и гидрогеологические массивы, а также ряд переходных типов [Зайцев И. К., Толстихин Н. И., 1971 г.]. В нижних частях артезианских бассейнов накапливаются седиментогенные воды, минерализация и химический состав которых находятся в тесной зависимости от типа вмещающих геологических формаций. Для них характерен весьма затруднительный водообмен, повышенная или высокая минерализованность, часто значительная температура (до 100—200°C). Во время структурных перестроек артезианских бассейнов «...возникают весьма благоприятные условия для миграции огромных масс термальных соленых и рассольных вод к поверхности земли с образованием разнообразной гидротермальной минерализации» [Басков Е. А., 1976, с. 10].

3. Палеогидрогеологические реконструкции при металлогенических исследованиях включают [Басков Е. А., 1976]: а) выделение

структурно-палеогидрогеологических этапов и районов; б) палеогидрогеодинамический анализ; в) палеогидрогеохимический анализ; г) палеогидрогеотермический анализ.

4. Важнейший материал для палеогидрогеологических реконструкций дает изучение эпигенетической минерализации во всей полноте ее проявления путем увязки с историей геологического развития территории на основе формационного анализа. Очевидно, что сходные по составу и строению пропилит-березитовая и пропилит-серицитолитовая РМФ амагматического типа должны формироваться в близких гидрогеологических условиях: в зонах разгрузки подземных вод глубокой циркуляции по разломам, вскрывающим глубокие уровни гидросферы с напорным режимом. Условно такие гидродинамические системы будем называть приразломными.

В условиях геосинклинального развития захоронение морских осадочно-вулканогенных толщ под более поздними терригенными отложениями способствовало установлению равновесия между этими толщами и седиментогенными водами. В результате произошло обогащение последних щелочноземельными катионами (Fe, Mg, Ca), карбонатными и серосодержащими анионами в нижних частях артезианских бассейнов. После внедрения гипербазит-базитовых интрузий и структурных перестроек в связи с формированием внутригеосинклинальных поднятий ограничивающие их разломы имели возможность вскрыть отмеченные седиментогенные воды. В результате возникали приразломные гидродинамические системы определенной специализации.

В иных геологических условиях формировались подобные системы в субплатформенную стадию сводово-глыбового развития. Стабилизация тектонического режима наступила после завершения активного сиалического вулканизма и внедрения крупных гранитоидных интрузий. Инверсионные и глыбовые поднятия представляли собой гидрогеологические массивы, в то время как мульды и их окрестности вмещали артезианские бассейны. Питание этих бассейнов осуществлялось промывом инфильтрационными водами метаморфических и магматических пород преимущественно кислого состава, вулканогенных и терригенных позднегеосинклинальных и орогенных формаций. Разгрузка таких бассейнов при вскрытии разломами их глубоких термальных уровней осуществлялась как в субаквальных условиях мульд, так и в субаэральных условиях прибрежных аллювиальных равнин по обрамлению устойчивых поднятий. Высокий температурный градиент обеспечивался значительной магматической активностью предшествующих стадий сводово-глыбового развития.

Приразломные системы. Суммируя общие черты пропилит-березитовой и пропилит-серицитолитовой РМФ, можно выделить две главные зоны в строении приразломных систем: а) железо-магний-кальциевого субщелочного метасоматоза (зона пропилитов); б) кислотного выщелачивания с подчиненными проявлениями субщелочного метасоматоза (зона березитов).

Среди пропилитов преобладают сравнительно низкотемпературные разности, характеризующиеся ассоциацией высокожелезистого эпидота с хлоритом, карбонатом, иногда автоморфным альбитом. Температуры образования подобных пропилитов оцениваются интервалом 100—250 °С [Русинов В. Л., 1972; Набоко С. И., 1963, и др.]. Глубина появления эпидота по наблюдениям в областях современного вулканизма может составлять всего 60—100 м [Трухин Ю. П., Петрова В. В., 1970 г.]. Слабощелочной характер растворов подчеркивают А. Л. Павлов [1976], С. И. Набоко [1963], Н. И. Наковник [1968] и другие. Набор новообразований указывает на карбонатно-хлоридный кальциево-натриевый состав воздействовавших растворов.

Зоны пропилитизации охватывают разнообразные породы в области влияния крупных длительно существующих разломов и их оперения. Отмечается усиление степени замещения исходных пород в более проницаемых участках, в частности увеличение содержания эпидота. Сингенетическая температурная зональность не характерна, но в ряде случаев устанавливается переход к более высокотемпературным разностям (вплоть до скарнов) в ореолах более поздних интрузий. В продольных зонах расщепления и в участках поперечных зон растяжения наблюдается переход от пропилитов к березитам.

Зоны березитизации представлены новообразованиями гидросерицита (серицита), кварца, иногда каолинита и более поздними выделениями хлорита, карбоната, иногда альбита. Состав и строение этих метасоматитов отражает опережающее кислотное выщелачивание с наложением более поздних и подчиненно проявленных субщелочных парагенезисов. Характерной особенностью этих зон является постоянная примесь пирита и других сульфидов, отражающих восстановительную обстановку минералообразования.

Резкое повышение кислотности пропилитизирующих растворов и превращение их в растворы, вызывающие березитизацию, может быть объяснено подземным вскипанием и быстрой конденсацией паровой фазы [Набоко С. И., 1963], изменением констант диссоциации потенциалзадающих компонентов [Наумов Г. Б., Дорофеева В. А., 1975], «...самопроизвольной эволюцией физико-химических параметров систем... в направлении роста кислотности...» [Павлов А. Л., 1976, с. 155] или другими причинами. Во всех этих случаях предусматривается видоизменение одного и того же раствора в ходе его продвижения к участкам разгрузки. А. Л. Павлов [1976, с. 152] отмечает, что «...гипотеза о совместной миграции тяжелых металлов и сульфидной серы в кислых растворах в большинстве случаев не выдерживает критики с позиций термодинамического анализа, тогда как щелочно-сульфидная гипотеза в данный момент практически не имеет уязвимых мест...». Это положение согласуется с фактической рудоносностью зон кислотного метасоматоза, характерной для данных систем. Эволюция физико-химических параметров раствора в ходе

их фильтрации в твердых породах литосферы при наличии термоградиентного поля является определяющим фактором строения всех рассмотренных гидротермально-метасоматических систем и данной системы в частности.

Металлогеническая специализация приразломных гидротермально-метасоматических систем определяется составом, в том числе геохимическими особенностями пород, охваченных пропилизацией, а также анионным составом растворов и их термодинамическими параметрами. В соответствии с этим относительно более высокотемпературная пропилит-серицитолитовая формация, развивающаяся среди эвгеосинклинальных толщ, специализирована на Fe, Cu, в меньшей степени на Pb, Zn и Au. В специализации пропилит-березитовой РМФ постгеосинклинального сводово-глыбового этапа развития возрастает роль Pb и Zn, существенное значение имеют Mo и U.

### **Основы генетической классификации региональных метасоматических формаций**

Рассмотренные примеры некоторых видов и разновидностей региональных гидротермально-метасоматических формаций (РМФ) позволяют в первом приближении наметить пути их возможной классификации. К настоящему времени мы располагаем далеко не полным списком РМФ, изученных к тому же с разной детальностью. Тем не менее основные закономерности их строения, геологической позиции и условий образования все же можно наметить.

Конкретные проявления РМФ имеют вполне определенные ограничения в геологическом пространстве и сложное внутреннее строение. Они представляют собой в широком смысле слова метасоматические тела, замещающие ранее образованные геологические формации в различной, но обычно небольшой (5—15 %) степени. Только на отдельных относительно локальных участках степень замещения исходных пород или выполнение полостей в ранее образованных геологических формациях, где возникают полнопроявленные метасоматиты или жилы выполнения, достигает 80—100 %. Несмотря на сравнительно рыхлое сложение, региональные метасоматические формации, охватывающие площади в сотни квадратных километров при мощности до первых километров, имеют массу новообразованных минеральных ассоциаций (вещество РМФ), измеряемую  $10^9$ — $10^{11}$  т, что, конечно, нельзя не учитывать при изучении дифференцированности верхней части земной коры. Таким образом, РМФ соразмерны по основным параметрам осадочным и магматическим формациям. Эта соразмерность дает возможность совместить на одной карте осадочные, магматические и гидротермально-метасоматические формации и решать приемами геологического картирования вопросы пространственно-возрастных соотношений между ними. При этом к полнопроявленным метасоматитам применяются традиционные методы изучения.

В строении РМФ выделяются тесно взаимосвязанные периферические и центральные зоны.

1. Периферические зоны объединяют и оконтуривают совокупность метасоматических образований каждой РМФ. Периферические зоны, обычно более крупные по размерам, представлены разнообразными пропиловыми, калишпатофировыми, фельдшпатофировыми, фельдшпатолитовыми и другими ассоциациями эпигенетических минералов, т. е. проявлениями субщелочного железомангний-кальциевого или кремне-щелочного метасоматоза.

В целом выделяется три типа периферических зон: а) фельдшпатолит-пропиловые, характерные для плутогенных РМФ; б) фельдшпатофировые (калишпатофировые), свойственные вулканогенным РМФ; в) пропиловые, обычные для тектоногенных РМФ.

Пропилиты являются самыми распространенными метасоматическими образованиями периферических зон, охватывающих наиболее крупные блоки горных пород, что согласуется с устоявшимся представлением о пропилах как метасоматических образованиях регионального распространения [Коржинский Д. С., 1955, и др.]. Они подразделяются на приконтактные или ареальные и приразломные. Особый тип периферических зон представлен фельдшпатофитами (калишпатофитами), которым до настоящего времени уделялось мало внимания. Роль ранних полевошпатовых изменений в комплексе прикальдерных вулканитов все еще остается малоизученной. В то же время они, видимо, определяют геохимическую и металлогеническую специализацию расположенных в их пределах центральных зон. Апогранитоидные биотит-фельдшпатолитовые периферические зоны (продукты ранней калишпатизации, в терминологии А. А. Беуса) оконтуривают РМФ плутогенной группы на глубине. Они хорошо известны специалистам и всегда являются составными частями полифациальных фельдшпатолит-пропиловых периферических зон.

2. Центральные зоны представлены кварц-светлослюдистыми (аргиллизитовыми, березитовыми, вторичнокварцитовыми, грейзеновыми и т. п.) ассоциациями, иногда с локальными проявлениями полевошпатовых ассоциаций (альбититовых, калишпатитовых, гумбенитовых, фенитовых и др.). Как правило, центральные зоны одной РМФ представлены сочетанием нескольких видов метасоматитов, упорядоченных по глубине или по латерали. Более простым строением центральных зон отличаются группы РМФ наземных вулканических массивов и зон разломов в фанерозойских областях. Особенно сложны центральные зоны РМФ, связанные со становлением внедренных плутонов.

3. Сочетание периферических и центральных зон создает региональную метасоматическую зональность. Вектор максимальной изменчивости у этой зональности ориентирован по вертикали (периода образования) так, что видимые мощности зон в плане составляют многие сотни метров — первые десятки километров, а в разрезе — от сотен метров до 1—2 км. Максимальные мощности

по вертикали имеют зоны приразломных пропилов (первые километры), минимальные мощности у плутоногенных метасоматических образований центральных зон (десятки — первые сотни метров).

Вертикальный характер рассматриваемой зональности более четко выражен в сравнительно монолитных блоках, где фиксируется слабопроявленными изменениями. Разломы и другие участки повышенной проницаемости, а также близкие по времени образования магматические тела в значительной степени усложняют конфигурацию этой зональности и часто вносят в нее латеральные элементы.

4. Региональные метасоматические формации характеризуются полипородным составом своих индивидуальных проявлений. Это роднит РМФ с другими типами геологических формаций (осадочными, магматическими и др.) и принципиально отличает от формаций околорудных метасоматитов, характеризующихся, кроме того, узко локальными масштабами проявления. Таким образом, РМФ — это принципиально новый тип геологических (эпигенетических) формаций [Плющев Е. В., Ушаков О. П., 1975], близкий формациям комплементарного строения [Беляев Г. М., Рудник В. А., 1978], группам сопряженных метасоматических формаций [Омельяненко Б. И., 1976 г.] и некоторым другим подразделениям.

5. Обобщение имеющихся материалов позволяет в первом приближении сопоставить эволюционные и латеральные ряды осадочных и магматических формаций и соответствующую последовательность РМФ. Таким образом, намечается закономерная последовательность проявления региональных метасоматических формаций в истории геологического развития фанерозойских подвижных областей (табл. 10):

а) для периодов формирования поздних геосинклинальных прогибов и инверсионных поднятий намечается проявление трех РМФ, первая из которых (пропилит-серцитолитовая) отвечает стабилизационному тектоническому режиму, возникающему после ранней тектонической перестройки и обособления внутригеосинклинальных поднятий; вторая и третья РМФ завершают становление инверсионных гранитоидов. При этом в пределах инверсионных поднятий развивается калишпатолит-пропилитовая РМФ, а в прилегающих геосинклинальных прогибах — скарн-пропилитовая РМФ;

б) с формированием наложенных интрузивно-вулканических поясов связано становление калишпатофир-аргиллизитовой и фельдшпатолит-грейзеновой (малоконтрастной) РМФ, а возможно, и других. Первая РМФ тяготеет с депрессионным звеньем, выполненным порфириевой формацией с широким участием игнимбритов. Вторая РМФ, плутоногенная, развивается в купольных звеньях в связи с внедрением интрузий гранодиорит-гранитовой формации;

в) с периодом стабилизации тектонического режима после затухания активного вулканизма и заложения субплатформенных



## Принципиальная схема положения РМФ в истории геологического развития подвижной области

Типы или этапы развития	Гидротермальные циклы	Структурно-формационные комплексы	Генетические классы РМФ	Региональные метасоматические формации (РМФ)	Рудная специализация РМФ
Сводово-глыбовый	Орогенно-активизационный	Очаговой активизации	Плутоногенный	Альбитит-щелочнопропилитовая Фельдшпатолит-грейзеновая (контрастная) Оксеталитовая Скарн-пропилитовая-II  Пропилит-березитовая	Nb, Ta... Sn, W, Mo, Be, F...  Bi, Cu, Au, Mo... Pb, Zn, Cu, Au...  Pb, Zn, Cu, P, U, Mo...
		Субплатформенных впадин Интрузивно-вулканических поясов	Тектоногенный (амагматический) Плутоногенный Вулканогенный	Фельдшпатолит-грейзеновая (малоконтрастная) Калишпатофир-аргиллизитовая	Слабо выражена Be, W, F, Sn, U, Mo, Sb Hg, Au, Ag...
Геосинклинально-складчатый	Геосинклинально-инверсионный	Инверсионных поднятий	Плутоногенный	Калишпатолит-пропилитовая	Cu, Mo, Au...
		Поздних и остаточных геосинклинальных прогибов	Тектоногенный (амагматический)	Скарн-пропилитовая-I Пропилит-серицитолитовая	Fe, Cu, Pb, Zn... Cu, Pb, Zn, Au...
		Внутригеосинклинальных поднятий	Плутоногенный (?)	Не изучены	
		Ранних геосинклинальных прогибов	Вулканогенный (?)	Не изучены	

впадин связано образование пропилит-березитовой РМФ. Она развивается вне видимой связи с магматическими образованиями в зонах влияния крупных разломов, разграничивающих блоки с различной историей геологического развития;

г) с очаговой магматической активизацией, проявляющейся преимущественно в жестких блоках инверсионных поднятий и реже в других обстановках, сопряжено формирование многих плутогенных РМФ (фельдшпатолит-грейзеновой, оксеталитовой, альбитит-щелочнопропилитовой и скарн-пропилитовой).

Естественно, что отмеченная последовательность появления РМФ в истории развития подвижной области есть только общая тенденция, конкретные проявления которой могут быть весьма разнообразными, так же как и разнообразны сами подвижные области. Все же следует подчеркнуть некоторые закономерности историко-геологического анализа гидротермальной деятельности. Во-первых, обращает на себя внимание тот факт, что гидротермальная деятельность как в геосинклинальных, так и в сводово-глыбовых областях охватывает все стадии их развития, образуя в каждой области собственный гидротермальный цикл направленного развития. В строении этих циклов имеются некоторые элементы сходства. Можно предположить, что гидротермальная деятельность в обоих циклах начинается созданием вулканогенных РМФ при подчиненной роли плутогенных. Затем наступает период затишья магматической деятельности и формируются тектогенные РМФ. Завершаются циклы разнообразными плутогенными РМФ.

Отмеченные наиболее общие закономерности не только согласуются с принципом взаимосвязи и взаимообусловленности геологических явлений, сформулированным для металлогении Ю. А. Билибиным, но и раскрывают механизм взаимосвязи гидротермального рудообразования с историей геологического развития подвижной области.

Формирование каждой РМФ связано с вполне определенным дискретным геологическим событием, имеющим не только закрепленное место в истории развития территории, но и собственную длительность и внутреннюю эволюцию. Эта длительность и эволюция геологического явления, порождающего РМФ, находят свое отражение в закономерностях ее внутреннего строения.

6. Региональные метасоматические формации являются полифаціальными образованиями в широком смысле этого слова. В их строении участвуют минеральные парагенезисы, характеризующиеся различными физико-химическими параметрами кристаллизации, и в первую очередь различными значениями  $pH$  и  $t$ . При этом парагенезисы, возникшие при различной кислотности — щелочности растворов, формировались близодновременно, но в разных пространственно обособленных зонах, а разнотемпературные парагенезисы часто пространственно совмещены, но принадлежат различным стадиям минералообразования.

Фациальная неоднородность РМФ подчинена двум фундаментальным закономерностям гидротермально-метасоматической деятельности: щелочно-кислотной эволюции и регрессивной (в термодинамическом смысле) направленности процесса.

От периферических зон к центральным происходит смена проявлений относительно более щелочного метасоматоза проявлениями относительно более кислотного. Выделяется три основных типа сочетаний: фельдшпатолиты — грейзены, пропилиты — березиты (вторичные кварциты), фельдшпатофиры — аргиллизиты (вторичные кварциты). Закономерности таких сочетаний, отмеченные в многочисленных ранее цитированных публикациях и подтвержденные опытом специальных региональных исследований, находятся в полном соответствии с выдвинутой Д. С. Коржинским [1955] теорией кислотно-щелочной эволюции гидротермальных растворов. Однако если в трудах Д. С. Коржинского и многих других исследователей подчеркивается стадийный аспект этой эволюции, то в данном случае особое внимание уделяется зональным соотношениям. В условиях стационарного гидродинамического режима в разных зонах РМФ одновременно протекают процессы разной кислотности—щелочности при однонаправленном движении растворов из зон щелочного или субщелочного метасоматоза в зоны кислотного выщелачивания.

Причинам кислотно-щелочной эволюции гидротермальных растворов посвящены специальные исследования Д. С. Коржинского [1955], В. А. Жарикова [1968 г.], А. А. Беуса [1968 г.], С. И. Набоко [1963], Л. Н. Овчинникова [1967 г.], Л. Н. Овчинникова и А. М. Масаловича [1970 г.], Н. И. Хитарова, Б. И. Рыженко [1963 г.], Г. Б. Наумова, В. А. Дорофеевой [1975], А. Л. Павлова [1976], Г. Б. и В. Б. Наумовых [1977] и других. Из этих работ можно сделать вывод, что во многих случаях ведущим фактором изменения рН является термоградиентное поле, в котором происходит становление РМФ. Особенно этот вывод подчеркивается в статьях Л. Н. Овчинникова и А. М. Масаловича [1970 г.], Г. Б. Наумова и В. А. Дорофеевой [1975]. Большой интерес представляет также появление кислых растворов при подземном вскипании и конденсации паровой фазы в зонах разломов на небольших глубинах [Набоко С. И., 1963; Уайт, 1965 г., и др.], что, видимо, характерно для приповерхностных РМФ.

Не останавливаясь подробно на анализе существующих теоретических построений, можно все же утверждать, что наблюдаемые факты щелочно-кислотной эволюции гидротерм находят свое физико-химическое обоснование как для приповерхностных — малоглубинных условий, так и для наиболее высокотемпературных в значительной степени закрытых систем. Во всем диапазоне проявления гидротермально-метасоматической деятельности в формировании РМФ отмечается единая упорядоченность, обусловленная направленной щелочно-кислотной эволюцией гидротерм.

От ранних стадий РМФ к поздним происходит последовательное уменьшение температур образования соответствующих

минеральных парагенезисов. Это положение постоянно фиксируется при сопоставлении температурных параметров последовательно формирующихся минеральных парагенезисов. Однако в природных условиях встречаются и другие соотношения. Наложение более высокотемпературных как рудных, так и околорудных парагенезисов на сравнительно низкотемпературные отмечают для ряда месторождений Урала [Иванов С. Н., Логинов В. П., 1965 г.; Исмагилов М. И., Исмагилова М. З., 1972 г.; Берг Л. Я., 1976 г., и др.], для некоторых зон Рудного Алтая [Щерба Г. Н., 1965 г., и др.], в Приморье [Сухов В. И., 1967, и др.] и в других местах. Особенно четко такие взаимоотношения интерпретируются при региональном изучении измененных пород.

Все известные нам примеры наложения более высокотемпературных парагенезисов на сравнительно низкотемпературные интерпретируются однозначно как пространственное совмещение гидротермально-метасоматических образований различных РМФ. В рамках единой РМФ такие соотношения не встречаются. Таким образом, регрессивная в термодинамическом смысле упорядоченность стадий минералообразования является устойчивым элементом внутренней структуры РМФ, отражающим закономерные условия их образования.

Заканчивая рассмотрение общих закономерностей состава и строения, геологического положения и условий образования региональных метасоматических формаций, необходимо подчеркнуть еще раз, что это формации принципиально нового класса.

Во-первых, они относятся к типу региональных геологических формаций вместе с осадочными, магматическими, метаморфическими и другими формациями, образующими и преобразующими земную кору, в отличие от локальных геологических формаций, представляющих собой аксессуарии земной коры.

Во-вторых, региональные метасоматические формации в силу своей соразмерности региональным осадочным и магматическим формациям имеют большую определенность геологических условий формирования, чего нельзя сказать в отношении локальных метасоматических, в том числе многих рудных формаций.

В-третьих, региональные метасоматические формации включают в себя гидротермальные минералы, имеющие однозначные диагностические признаки; статистически устойчивые минеральные ассоциации, определяемые наборами, количественными и другими структурными соотношениями этих минералов, т. е. гидротермально-метасоматические породы (гидротермалиты); локальные метасоматические формации, объединяющие гидротермалиты единством физико-химических условий образования; гидротермальные рудные формации, характеризующие процессы концентрирования вещества, происходящего в рамках РМФ. Таким образом, РМФ является объединяющей категорией и определенность ее геологических условий формирования распространяется на все включенные в нее синхронные гидротермально-метасоматические образования. Без учета принадлежности к той или иной РМФ

Таблица 11

## Классификация региональных метасоматических формаций (РМФ)

Генетические классы	Плутоногенный	Вулканогенный	Тектоногенный
Геологические условия	Становление внедренных плутонов	Становление наземных вулканогенных массивов	Тектонические перестройки при низкой магматической активности
Состав			
Периферические зоны	Фельдшпатолит-пропилитовые	Фельдшпатофировые	Пропилитовые
Центральные зоны	Грейзены, скарны, щелочноамфиболовые и турмалин-амфиболовые фельдшпатиты (калишпатиты, альбититы) с более поздними березитами, вторичными кварцитами и аргиллизитами	Аргиллизиты, вторичные кварциты с подчиненными хлоритовыми альбититами и калишпатитами	Березиты, серицитолиты с переходами к вторичным кварцитам, кварц-альбитовые и альбитовые метасоматиты (эйситы)
Строение	Концентрически-зональное, многостадийное	Вертикально-зональное, многоцентровое, малостадийное	Линейно-вытянутое, малостадийное
Гидротермально-метасоматические системы	Внутриинтрузивные и околоинтрузивные	Депрессионно-поствулканические	Приразломные амагматические
Примеры РМФ	Фельдшпатолит-грейзеновая, калишпатолит-пропилитовая, скарн-пропилитовая, оксеталитовая, альбитит-щелочнопропилитовая и др.	Калишпатофир-аргиллизитовая (разновидности: альбитит-аргиллизитовая, калишпатит-аргиллизитовая) и др.	Пропилит-серицитолитовая, пропилит-березитовая (разновидности: собственно березитовая, березит-альбитовая, березитоидная) и др.

определенность генезиса гидротермалитов, локальных метасоматических или рудных формаций резко снижается, так как их конвергентность хорошо известна.

Региональные метасоматические формации как таковые имеют вполне закономерное строение и устойчивый состав, что может быть использовано для их классификации. В структурно-вещественном отношении они могут быть определены как региональные гидротермально-метасоматические тела сложного внутреннего строения, состоящие из определенного набора эпипородных тел, взаимосвязанных общей зонально-стадийной структурой. Это определение фиксирует уровень организации вещества РМФ и его видовые признаки. Учитывая геологическую определенность условий образования и наличие отличительных признаков, можно рассмотреть виды РМФ объединять в три генетических класса: плутоногенные, вулканогенные и тектоногенные (табл. 11). Видимо, существуют и другие генетические классы РМФ (ультраметаморфогенный, гипергенный и др.), но здесь они не рассматриваются. Следует особо подчеркнуть важность определения генетического класса РМФ, что имеет, как это было показано выше, важные практические следствия.

Таким образом совокупность приемов и операций, которую следует использовать при изучении гидротермально-метасоматических образований, должна предусматривать не только всестороннее изучение конкретного метасоматита или жильного агрегата, но и выяснение его геологических условий формирования, что равносильно исследованию гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления.

## КАРТИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО- МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В основе изучения гидротермально-метасоматических образований лежит их геологическое картирование в ведущих масштабах государственной геологической съемки (1:50 000—1:200 000). В данном случае имеется в виду не столько фиксация тел полнопроявленных метасоматитов, жил выполнения или других ярко выраженных, но спорадически встречающихся гидротермалитов (что обязательно делается в любых геологических маршрутах), сколько планомерное исследование всего изучаемого объема земной коры для обнаружения гидротермально-метасоматических новообразований. Хотя последние в подвижной области распространяются практически повсеместно, но главным образом в виде рассеянной мелкой вкрапленности эпигенетических минералов, задача регионального картирования гидротермально-метасоматических образований фактически сводится к выделению и оконтуриванию в пространстве зон слабых гидротермальных изменений пород, слагающих соответствующий блок земной коры.

В настоящее время нет четкости в определении «геологическое картирование». Опыт составления разнообразных карт, накопленный поколениями геологов, позволяет рассматривать геологическое картирование в качестве главного метода индивидуализации природных тел в геологическом пространстве. Теоретические основания этого метода изложены Ю. А. Косыгиным [1974 г.].

1. Картирование производится в «статическом геологическом пространстве», т. е. в фиксируемый момент времени (с. 38).

2. Геологическое пространство представлено бесконечным числом точек, в каждой из которых может быть изучено весьма большое количество свойств вещества, заполняющего это пространство. В реальной обстановке необходим выбор конечного числа точек наблюдений по определенной сети, а также выбор ограниченного числа свойств и метода их адекватного измерения в каждой точке. «... Исследователь абстрагируется от всех свойств, кроме тех, которые составляют предмет его исследования, что является необходимой предпосылкой для раскрытия закономерностей и получения научных выводов...» (с. 39).

3. Значения свойств, характеризующих выбранную точку наблюдения, не могут определяться как «возможные», «предполагаемые» или «вероятные». Эти свойства должны быть наблюдаемыми и измеряемыми с заданной точностью (с. 40—41).

4. По распределению значений измеряемых свойств могут быть проведены геологические границы. «... Геологическая

граница — это любая поверхность, проведенная в геологическом пространстве в результате некоторой однозначной процедуры...» (с. 47).

5. «Геологическое тело определяется как часть статического геологического пространства, ограниченная геологической границей.» (с. 53).

При изучении конкретной территории в каждой точке наблюдений можно определить набор эпигенетических минералов, количественные соотношения между ними, формы выделения этих минералов и другие структурные элементы. Таким образом, эпигенетическая минерализация как таковая может быть объектом геологического картирования с целью выделения эпипородных тел, т. е. объемов распространения статистически устойчивых ассоциаций эпигенетических минералов, замещающих исходные породы в различной степени. Признаками, изучаемыми в точках наблюдений, являются вещественные и структурные характеристики эпигенетической минерализации. Эти наблюдения должны проводиться с точностью, позволяющей определить видовую принадлежность этой минерализации на породном уровне, т. е. определить вид соответствующей эпипороды. Сеть наблюдений выбирается согласно масштабу картирования (в среднем 1 точка на 1 см<sup>2</sup> карты). Границы картируемых тел проводятся по смене видовых признаков эпипород.

Отмеченные принципиальные положения заложены в разработанную Е. В. Плющевым и О. П. Ушаковым [1967, 1972, 1975] методику картирования региональных зон слабопроявленных гидротермальных изменений, являющихся соответствующими элементами региональных метасоматических формаций. Эта методика с уточнениями, полученными в результате работы В. А. Михайлова, В. В. Шатова, Г. М. Беляева, И. А. Малькова и других наших коллег, излагается ниже.

## Подготовительные работы

Изучение гидротермально-метасоматических образований методом геологического картирования масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000 производится на площадях, измеряемых как минимум в сотни или тысячи квадратных километров. Наиболее рационально это изучение выполнять в ходе государственной геологической съемки, что сводит к минимуму дополнительные затраты труда и средств. Учитывая современное состояние геологической изученности, во многих случаях эти работы приходится проводить в виде доузелных площадей, для которых уже составлена серия карт различного содержания, накоплены каменный и аналитический материалы, обнаружены гидротермальные проявления. В этих условиях подготовительные работы имеют особо важное значение.

Геологическая основа. Геологическая основа должна удовлетворять требованиям масштаба работ и отражать пространственное расположение монопородных тел в естественных ограничениях с указанием их возраста, состава и формационной принадлежности. Обычно в качестве монопородных тел выступают литологически однородные, а иногда и разнородные комплексы пород. Тем не менее надежность и полнота вещественной характеристики выделенных на карте геологических подразделений требует особого внимания. Кроме перечисления горных пород, слагающих эти подразделения, необходимо приводить характеристику их формационной принадлежности. Достоверный формационный анализ осадочных, магматических и других образований, слагающих изучаемую территорию, в значительной степени способствует правильной интерпретации выделяемых зон изменений. В дополнение к характеристике состава и формационной принадлежности каждое подразделение должно быть определено в возрастном отношении. Таким образом, в качестве геологической основы для картирования гидротермально-метасоматических образований используется геологическая карта соответствующего масштаба с показом состава и формационной принадлежности выделенных на ней возрастных подразделений.

Рассмотрим несколько подробнее некоторые элементы геологической карты, заслуживающие повышенного внимания, в свете анализа гидротермально-метасоматических образований.

1. Перерывы и другие несогласия в пределах стратиграфического разреза могут разграничивать этапы и стадии гидротермальной деятельности, либо соответствовать периодам их проявления. Большое значение имеют базальные конг-



ломераты, галька и цемент которых должны анализироваться в отношении наложенной минерализации.

2. Контакты интрузивных тел также могут иметь двойственное значение. Обычно мало внимания уделяется интрузивным контактам в качестве верхнего возрастного ограничения гидротермальной деятельности. Опыт картирования региональных зон слабых изменений показывает, что такие соотношения — распространенное явление. Это иллюстрировалось ранее распределением РМФ в истории геологического развития подвижной области (табл. 9). В то же время контактовые зоны интрузий являются ареной активной плутоногенной гидротермальной деятельности, а иногда и рудообразования. В этом отношении равно существенны экзо- и эндоконтактные зоны, провесы кровли, ксенолиты и другие участки.

3. Разрывные нарушения и окаймляющие их зоны повышенной проницаемости, иногда весьма значительной ширины, с оперяющимися разломами, полосами трещиноватости и другими взаимосвязанными тектоническими элементами являются путями наиболее значительной миграции гидротерм, вмещающим, полнопроявленным метасоматитов и жил выполнения. Детальная классификация разрывных нарушений имеет немаловажное значение. При этом обращает на себя внимание тот факт, что продольные (согласные с простиранием складчатых структур) разломы, часто выраженные зонами рассландевания, и поперечные разломы, сопровождающиеся брекчированием и другими проявлениями, контролируют разнофациальные сопряженные метасоматические зоны. Следует подчеркнуть в отношении разрывных нарушений их не только контролирующую, но и ограничивающую роль в расположении зон изменения. При региональном анализе гидротермально-метасоматических образований оба варианта встречаются достаточно часто.

4. Внутренняя структура вулканических массивов определяется пространственно-возрастным сочетанием литологических и генетических фаций вулканитов с учетом глубин формирования магматических образований. Особое внимание следует обратить на выделение прикальдерных флюидопорфировых [Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б., 1974] комплексов, радиальных и дуговых разломов, экстрезивных тел, дайковых поясов и т. п.

5. Блоки с различной историей геологического развития в первую очередь, разделяются на относительно более мобильные и более жесткие. Среди последних в строении подвижных областей особое место занимают инверсионные поднятия и другие блоки преимущественных геантиклинальных тенденций развития. Среди относительно мобильных блоков наиболее существенны для анализа гидротермальной деятельности вулканические депрессии, приразломные впадины, субплатформенные мульды.

Геологическая основа для картирования гидротермально-метасоматических образований должна быть выполнена в черно-белом варианте для сохранения основного картографического эреста (цвета) за эпигенетической нагрузкой. Литологические знаки должны выразительно отличать одно геологическое подразделение от другого с учетом его формационной принадлежности, состава, фациальных особенностей и возраста. Кроме того, для каждого подразделения используются индексы. На рис. 15 приведен макет геологической основы масштаба 1 : 200 000 (в уменьшенном виде).

Глубинное строение. Зоны гидротермально-метасоматических изменений представляют собой объемные тела, в той или иной степени срезаемые дневной поверхностью. Однако экстраполяция этих зон на глубину сопряжена с большими сложностями. Границы региональных метасоматических зон далеко не всегда совпадают с границами геологических подразделений, выделенных на геологической основе. Для выяснения объемного выражения зон изменений в подготовительный период анализируются имеющиеся материалы по глубинному строению территории.

1. Составляются геологические разрезы с учетом известных скважин и особенностей рельефа. Анализируется ранее собранный каменный материал, особенно буровой керн.

2. Собираются и анализируются геофизические материалы. Выделяются зоны несовпадения физических свойств пород и характера геофизических полей или номенклатурного состава пород. Определяются глубинные контуры интрузий

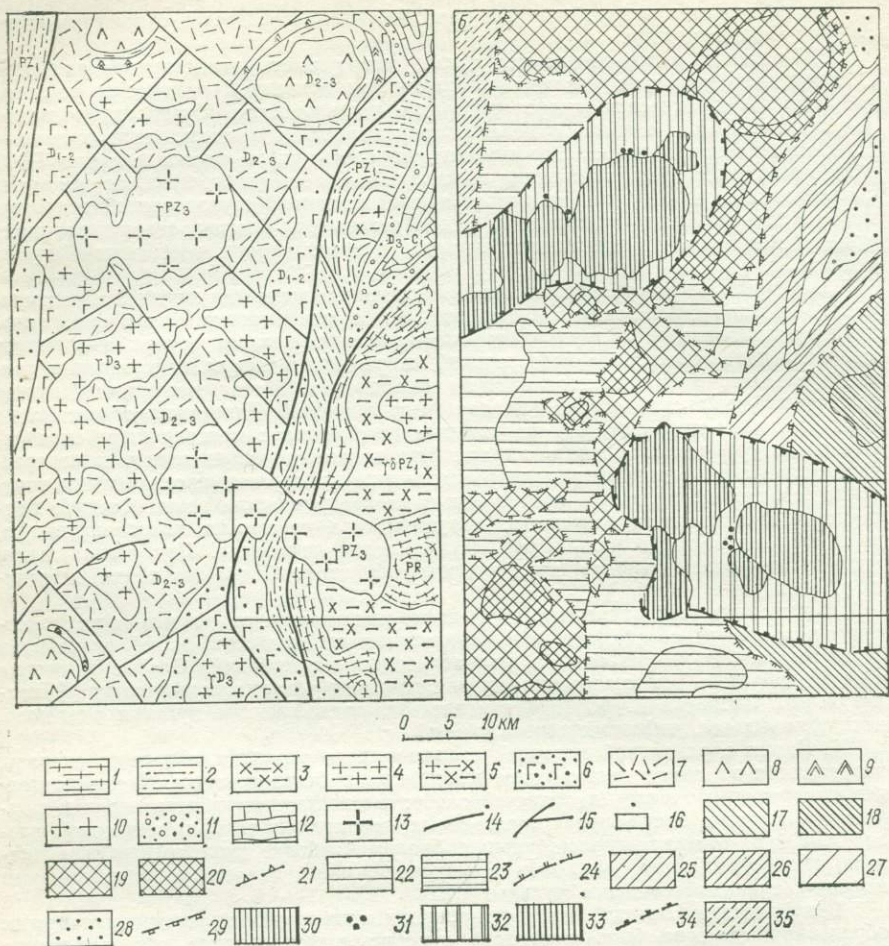


Рис. 15. Макет геологической основы (А) и карты РМФ (Б).

1—13 — геологические подразделения (формации): 1 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты метаморфического фундамента (PR), 2—5 — геологические подразделения геосинклинального этапа развития территории [2 — песчаники и алевролиты, аргиллиты с горизонтами известняков, андезит-базальтовых порфиритов и их туфов флишовой и терригенно-андезитовой формаций (PZ<sub>1</sub>); 3—5 — габбро-диорит-гранодиоритовая формация (D<sub>1-2</sub>); 3—5 — габбро-диориты, кварцевые диориты, 4 — плагиограниты, граниты в пределах инверсионных поднятий, 5 — то же, в пределах сопредельных геосинклинальных прогибов]; 6—10 — геологические подразделения этапа формирования интрузивно-вулканического пояса: 6 — песчаники, конгломераты, андезит-базальтовые порфириты и их туфы вулканогенной молассовой формации (D<sub>1-2</sub>); 7—9 — порфировая формация (D<sub>2-3</sub>) (7 — кварцевые порфиры, липаритовые порфиры покровной фации, 8 — фельзит-порфиры жерловой фации, 9 — гранит-порфиры, фельзит-порфиры субвулканической фации), 10 — граниты, гранодиориты гранодиорит-гранитовой формации (D<sub>3</sub>); 11—12 — геологические подразделения сублатерального (стабилизационного) этапа развития территории (D<sub>2-3</sub>): 11 — красноцветные песчаники, конгломераты, алевролиты терригенной формации, 12 — известняки, мергели, кремнистые известняки терригенно-карбонатной и карбонатной формаций; 13 — лейкограниты и аляскинты лейкогранит-аляскитовой формации (PZ<sub>3</sub>) постлатерального активизационного этапа развития территории; 14—15 — разломы: 14 — основные, 15 — второстепенные; 16 — контур участка (см. рис. 16); 17—18 — метасоматические зоны калишпатолит-пролилитовой РМФ (PZ<sub>1</sub>): 17 — пролилитов Pпa<sub>2</sub>+Пх, 18 — совмещение биогитовых калишпатолитов с грейзенами и серпичитовыми березитами Флб<sub>2</sub>+Гр+Бс; 19—20 — метасоматические зоны калишпатофир-аргиллизитовой РМФ (D<sub>2-3</sub>): 19 — калишпатофиров, фельдшпатофиров Флх<sub>2</sub>+Флх, 20 — аргиллизитов

и каолинит-серцитовых вторичных кварцитов Ар+Вк<sub>1</sub>; 21 — контур развития калишпатофидаргиллизитовой РМФ; 22—23 — метасоматические зоны фельдшпатолит-грейзеновой (мало-контрастной) РМФ (D<sub>3</sub>); 22 — биотитовых фельдшпатолитов и пропилитов Флб+Пла+Пх, 23 — грейзенов и серцитовых березитов Гр+Бс; 24 — контур развития фельдшпатолит-грейзеновой (мало-контрастной) РМФ; 25—28 — метасоматические зоны пропилит-березитовой РМФ (С<sub>1-2</sub>); 25 — пропилитов альбит-хлоритовых Ппх<sub>1</sub>, 26 — гидросерцитовых березитов Бг, 27 — серцит-хлоритовых карбонатсодержащих пропилитоидных ассоциаций, 28 — апокарбонатных березитоидов; 29 — контур развития пропилит-березитовой РМФ; 30—33 — метасоматические зоны фельдшпатолит-грейзеновой (грейзен-вторичнокварцитовой) РМФ (Р); 30 — грейзенов Гр, 31 — скарнов Ск, 32 — пропилитов Пла+Пх, 33 — мусковит-серцитовых вторичных кварцитов и березитов Вк<sub>2</sub>+Бс; 34 — контур развития фельдшпатолит-грейзеновой РМФ; 35 — гидротермально-метасоматические образования неясной формационной принадлежности.

и других тел, не выходящих на дневную поверхность. Уточняется блоковое строение района. Опыт подобных исследований указывает на часто встречающееся качественное совпадение данных гравиметрической и магнитной съемок с конфигурацией региональных зон гидротермально-метасоматических изменений.

**Гидротермальные проявления.** Все проявления гидротермальной минерализации, ранее установленные на изучаемой территории, должны быть вынесены на специальные кальки-накладки в масштабе геологической основы. При этом особое внимание обращается на характер околорудных изменений, жильную и ореольную минерализацию месторождений и рудопроявлений. Рациональна классификация рудных объектов по рудноформационному принципу, наиболее полно учитывающему их вещественные особенности. Кроме гидротермальных месторождений, рудопроявлений и точек рудной минерализации особыми знаками отмечаются все известные безрудные жилы, тела метасоматитов и зоны изменений. Учитывая предстоящий историко-геологический анализ гидротермальной деятельности, следует уделить внимание возрастной характеристике гидротермальной минерализации. При этом помимо геологических данных фиксируются все радиологические определения абсолютного возраста по гидротермальным минералам.

В качестве косвенных признаков гидротермальной деятельности можно использовать некоторые геохимические данные. Особое место в этом отношении занимают результаты аэрогамма-спектрометрии, отражающие кроме урана и тория распределение калия — элемента весьма подвижного в гидротермальном процессе [Высокоостровская Е. Б., Плющев Е. В., 1976 г.]. Могут указывать на проявления эпигенетических процессов локальные геохимические аномалии, зоны привноса и выноса или зоны нарушенного первичноконституционального распределения химических элементов, установленные при геохимическом картировании коренных пород [Смыслов А. А., Плющев Е. В., 1968].

Все перечисленные данные, полученные при обработке ретроспективной информации по изучаемой площади, удобно отображать на отдельной кальке, которая может быть наложена на геологическую основу для анализа закономерностей их пространственного распределения.

**Каменный материал.** Весьма значительный резерв информации по гидротермальной деятельности содержится в ранее изготовленных петрографических шлифах, которые не подвергались специальной обработке в этом отношении. Необходимо по возможности собрать все шлифы, а при их отсутствии — образцы коренных пород, отобранные предыдущими исследователями на площади, планируемой для доизучения в отношении гидротермально-метасоматических образований. Естественно, имеются в виду материалы с точной географической привязкой мест отбора. В первую очередь эти сборы касаются шлифов и образцов из горных выработок (скважин, канав, шурфов и т. п.), которые нельзя восполнить новыми полевыми работами. Но и по естественным обнажениям такие материалы имеют большую ценность, экономя время и средства исследований. Места отбора шлифов и образцов, отображенные на составленной в ходе подготовительных работ специальной кальке-накладке, учитываются при планировании новых маршрутов.

## Полевые работы

Для специального доизучения территории в отношении гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления перед полевыми работами ставятся следующие задачи: а) создание относительно равномерной сети опробования всей территории в масштабе исследований (площадные работы); б) опробование вертикальных обнажений и глубоких скважин с составлением разрезов в более крупных масштабах (объемные работы); в) исследование на участках гидротермальных месторождений и других полнопроявленных гидротермалитов (детальные работы).

Площадные работы. Создание относительно равномерной сети точек наблюдения по всей картируемой площади является главным условием изучения гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления. Если установлены основные простирания метасоматических зон, то рационально разрезать расстояния между профилями и укорачивать шаг опробования по профилю. При этом следует делать поправки на прихотливость очертаний метасоматических зон. Учитывая статистический характер устойчивости эпигенетических минеральных ассоциаций, надо стремиться к тому, чтобы каждая зона изменения, которая будет выделена на карте, была охарактеризована не менее чем 10—15 точками наблюдений. На практике это происходит далеко не всегда, так как трудно предугадать границы этих зон. На основании накопленного опыта площадного картирования региональной метасоматической зональности при развитии сети наблюдений рекомендуется учитывать следующие положения.

1. Выделяются основные рудные узлы, относительно которых с учетом фактической обнаженности или расположения горных выработок намечается лучевидная система профилей протяженностью 10—15 км с постепенно возрастающим шагом опробования от рудных проявлений вонне.

2. Предусматривается маршрутное пересечение каждого интрузивного и вулканического массива, включая их контактовые области.

3. Стратифицированные толщи опробуются обычно вкрест простирания с учетом блокового строения территории, так чтобы охарактеризовать каждое геологическое подразделение в основных тектонических блоках. При этом в карбонатных и кварцитовых толщах особо выискиваются терригенные и вулканические прослои, которые обычно содержат более представительную эпигенетическую минерализацию.

4. Производится сгущение сети опробования: а) в базальных толщах и особенно в конгломератах; б) в эндо- и экзоконтактах интрузий; в) в зонах разломов, трещиноватости, расщепления и других тектонических нарушений; г) в пределах и в окрестности метасоматических и жильных тел; д) в контуре малораспространенных на данной площади геологических подразделений. Так как сгущение точек наблюдений производится обычно за счет их разрежения на других участках, следует помнить о масштабе картирования и стремиться все же к сохранению общей относительно равномерной сети опробования.

Последнее замечание немаловажно, так как масштабы описываемых исследований таковы, что средние расстояния между точками наблюдений 0,5—2 км и более. Здесь требуется уточнить понятие о точке наблюдения. В условиях естественного коренного обнажения или элювиального развала под точкой наблюдения понимается участок диаметром 10—20 м, в пределах которого выделяют наиболее представительную по составу, строению и степени изменения породу. Эта порода (или несколько равно характерных для обнажения пород) подвергается опробованию. Отбирается небольших размеров образец со свежими сколами, и от него сколок для изготовления прозрачного шлифа, а также — геохимическая штучная проба массой 300—500 г. Локальные зонки изменений, жилы и прожилки при необходимости опробуются дополнительно. Надо по возможности отбирать каменный материал, не затронутый выветриванием. Однако в связи с отсутствием четких признаков различия гипергенных и гидротермально-метасоматических изменений требуется проявлять осторожность в отбраковке проб.

Главным источником информации для интерполяции результатов между точками наблюдений является петрографический шлиф из типичной разновидности пород данного обнажения. При отсутствии естественных обнажений выбор типичной разновидности производится по керну скважины или другим материалам.

Кроме опробования на точке наблюдений производится ее геологическая документация с соответствующими записями в полевом дневнике, как при геологической съемке. Дополнительное внимание уделяется макроскопическим признакам гидротермальной деятельности, и в первую очередь диагностике всех видимых гидротермальных минералов. При специальном тщательном просмотре каменного материала с использованием десятикратной лупы можно практически в каждом образце диагностировать несколько гидротермальных минералов. Кроме того, по макроскопическим данным производится предварительная оценка степени изменения породы с выделением: а) слабо измененных (0—20 % новообразований), б) сильно измененных (20—80 %) и в) новообразованных (80—100 %).

Объемные работы. Если в плане метасоматические зоны, картируемые в масштабе 1 : 50 000—1 : 200 000, составляют десятки и сотни квадратных километров, то по вертикали их мощности измеряются в пределах сотен—тысяч метров. Разломы и другие крутопадающие зоны повышенной проницаемости весьма сильно искажают картину вертикальной зональности, которую легче уловить в относительно монолитных блоках. Для выяснения объемного выражения региональной метасоматической зональности тщательному опробованию подвергаются наиболее глубокие скважины, пройденные на изучаемой территории. Кроме того, в участках расчлененного рельефа выбираются профили для составления вертикальных разрезов, вскрывающих разнообразие метасоматических зон. Основные требования к опробованию аналогичны описанным выше.

Детальные работы. Характеристике приемов изучения полнопроявленных гидротермально-метасоматических образований, слагающих самостоятельные геологические тела, посвящена следующая глава данной работы. В этом разделе отметим только необходимость более тщательных исследований при встрече с метасоматическими и жильными телами в ходе площадных работ. Кроме дополнительного опробования вкрест простирания этих тел рекомендуется отбор проб для выделения и анализа тяжелой фракции, изготовления аншлифов и препаратов для микроанализа.

Предварительная обработка материалов опробования. В полевых условиях необходимо проводить предварительную обработку собранных материалов: а) составление карт опробования в масштабе геологической основы с указанием мест отбора и номера проб, собранных в ходе подготовительного и полевого периодов исследований;

б) отображение на разрезах, детальных врезках и зарисовках мест взятия и номеров дополнительных проб;

в) ведение журнала опробования с указанием для каждой пробы названия породы, геологического подразделения и его возраста, представительности пробы для этого подразделения, степени изменения породы и установленных эпигенетических минералов;

г) обработка и сортировка геохимических проб для анализов с разделением их по типам пород, степени измененности и оруденелости.

Одним из основных результатов полевых работ является создание обширной шифотеки, насчитывающей тысячи петрографических шлифов, являющихся основным источником информации о регионально распространенных, но слабо выраженных гидротермально-метасоматических образованиях на исследуемой территории. Выявление этой информации составляет основную задачу петрографических работ.

## Петрографические работы

В составе этих работ выделяются: а) массовые исследования по диагностике эпигенетической минерализации в прозрачных шлифах; б) детальное минералого-петрографическое изучение отдельных образцов, проб, шлифов и аншлифов; в) получение и использование аналитических данных.

Массовые исследования. Для надежной характеристики гидротермально-метасоматических образований в пределах каждого планшета геологической карты следует изучить 1—2 тыс. петрографических шлифов, относительно равномерно отобранных в соответствии с площадью планшета и масштабом исследования. В оптимальном варианте в каждом шлифе производится

следующие определения: а) наименование исходной породы; б) полный список эпигенетических минералов в последовательности от главных к второстепенным; в) количественное соотношение эпигенетических минералов (преобладающие, подчиненные, акцессорные); г) размерность кристаллических индивидов эпигенетических минералов ( $<0,01$ ;  $0,01-0,1$ ;  $0,1-1,0$ ;  $>1,0$  мм); д) формы выделения этих минералов и общий псевдоморфный или автоморфный облик эпигенетической петрографической структуры; е) процентное содержание суммы эпигенетических минералов в объеме породы в принятой градации (0—5, 5—10, 10—15, 15—20, 20—50, 50—80, 80—100 %).

В большинстве шлифов присутствует одна ассоциация эпигенетических минералов, составляющая 5—15 % от объема породы и представленная небольшим числом минеральных видов (1—5). При этом эпигенетический характер выделения минералов определяется без особых затруднений. В этих случаях все перечисленные выше определения опытным петрографом делаются быстро и однозначно. Значительно реже встречаются сильно измененные породы, породы с проявлением нескольких ассоциаций эпигенетических минералов, а также с наличием редких, трудных для диагностики, или непрозрачных минералов. В некоторых вариантах нахождения эпигенетический характер гидротермальных минералов выявляется с большим трудом, возможны неточности и ошибки.

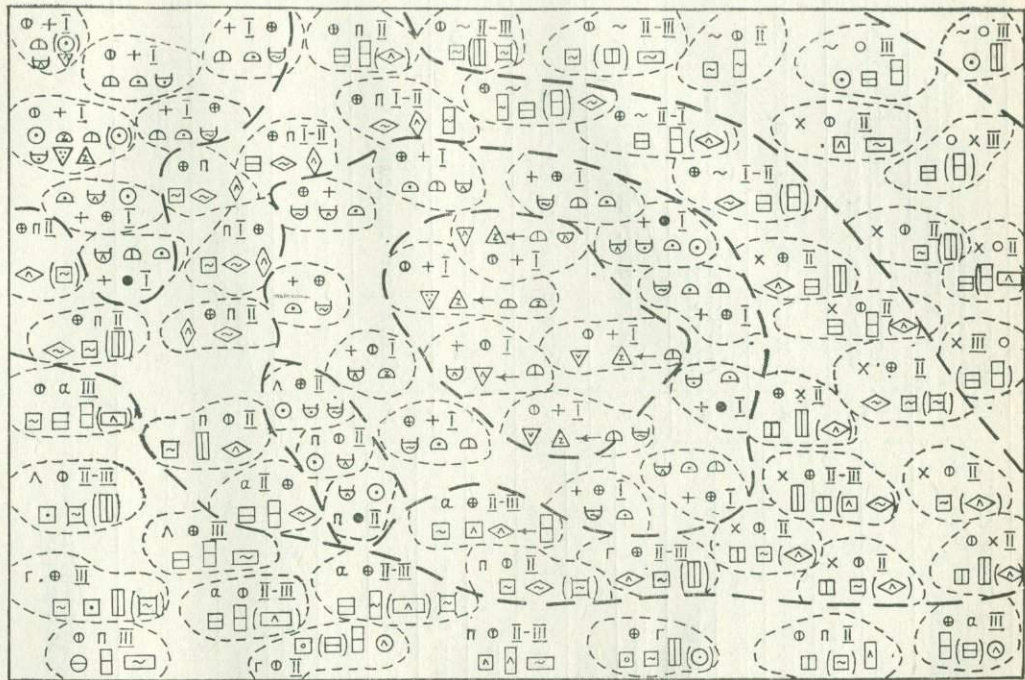
Результаты массовых петрографических наблюдений выносятся на специальные кальки-накладки в масштабе геологической основы, которые удобно составлять попланшетно. На картах фактических петрографических наблюдений наносится место отбора шлифа (кружком диаметром 1,5—2 мм) с указанием его номера. В кружке, отмечающем место взятия шлифа, специальным знаком показывается степень проявленности гидротермально-метасоматических образований (процентное содержание эпигенетических минералов). Рядом с кружком знаками с внутренним заполнением указываются все определенные эпигенетические минералы и формы их выделения (рис. 16, 17). Разновременные ассоциации разделяются стрелками. Последовательность знаков отражает количественные соотношения минералов, среди которых преобладающие показываются более крупными знаками, а акцессорные даются в скобках. В некоторых случаях рядом со знаком минерала цифровой указывается размерность кристаллических индивидов. Рядом с номером шлифа отмечается наименование исходной породы. При необходимости вся совокупность значков, относящаяся к одной точке наблюдений, объединяется общим контуром. Таким образом, на карты фактических петрографических наблюдений выносятся данные конкретных микроскопических определений без установления наименования статистически устойчивой минеральной ассоциации (эпипороды). Макет карты фактических петрографических наблюдений приведен на рис. 16.

Детальные исследования. Кроме диагностики трудно определить минералов, что не требует дополнительных пояснений, перед этими работами стоят задачи: а) уточнение видовой принадлежности выделяемых статистически устойчивых минеральных ассоциаций; б) выяснение возрастных соотношений минералов в рамках ассоциаций и между ассоциациями; в) определение последовательности реакций замещения для каждой статистически устойчивой ассоциации, построение метасоматической колонки и отнесение ее к той или иной петрологической метасоматической формации; г) изучение рудной и ореольной гидротермально-метасоматической минерализации.

Перечисленные задачи решаются на базе дополнительного изучения полнопроявленных гидротермалитов или сильно измененных пород, выявленных микроскопически или при массовых петрографических наблюдениях. Кроме того, по картам фактических петрографических наблюдений выделяются наиболее типичные представители той или иной статистически устойчивой ассоциации, проявленной в различной степени, и проводится их микроскопическое и аналитическое доизучение. В результате уточняются породные и формационные названия гидротермально-метасоматических образований.

Аналитические исследования. Кроме стандартной оценки геохимических проб в отношении содержания рудных элементов для изучения региональной метасоматической зональности производится анализ поведения петрогенных компонентов, и в первую очередь весьма подвижных в гидротер-

Рис. 16. Макет карты фактических петрографических наблюдений (для участка, выделенного на рис. 15).  
 I — состав исходных пород: + — граниты, × — диориты, граптодиориты, ~ — гнейсы, п — песчаники, а — алевролиты, г — порфириды, Δ — кварцевые порфиры; 2 — местоположение точки наблюдения и процентное содержание суммы эпигенетических минералов в шлифе: <5, 5—20, 20—50, >50%; 3 — размерность кристаллических индивидов эпигенетических минералов: I — >1,0; II — 1,0—0,1; III — <0,1 мм; 4 — виды эпигенетических минералов и формы их выделения (см. рис. 17); 5 — совмещение разновозрастных минеральных ассоциаций (слева более ранние); 6 — объединение обозначений, относящихся к одной точке наблюдения; 7 — разграничения полей статистически устойчивых ассоциаций эпигенетических минералов.



+ × ~ п а г л 1

○ ○ ● ● 2

I II III 3

⊖ Δ ◁ ▽ ... 4

← 5

⋯ 6

— 7

Цвет знака	Знак минерала на карте фактических петрографических наблюдений		Внутреннее заполнение знака, указывающее на форму выделения минерала
Зеленый	☉	Кварц	•
	▷	Мусковит	
	○	Серицит	л
	⊕	Гидросерицит	
	◊	Каолинит	
Красный	□	Карбонат	••
	▭	Хлорит	
	⊞	Пренит	v
	□	Эпидот	
	⊕	Цоизит (клиноцоизит)	
Синий	◇	Амфибол	o
	◇	Пироксен	
	◇	Щелочной амфибол	z
Коричневый	▷	Битит	
	▽	Калишпат	
	△	Альбит	┌

Рис. 17. Обозначение эпигенетических минералов и форм их выделения на картах фактических петрографических наблюдений.

мальном процессе щелочей (калия и натрия). С этой целью выбираются одинаковые исходные породы, измененные в различной степени одним и тем же процессом, и сравниваются между собой по содержанию петрогенных элементов атомно-объемным методом [Рудник В. А., 1966 г.]. Эти исследования увязываются с петрографическими работами и способствуют более надежной диагностике гидротермально-метасоматических образований, а также выяснению физико-химических условий их становления.

### Картосоставительские работы

Гидротермально-метасоматические образования в полном объеме проявления изображаются на специальных картах, которые получили название карт региональных метасоматических формаций. На этих картах в качестве элементарных подразделений выделяются зоны распространения статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов, т. е. сечения эпипородных тел или



метасоматические зоны. Региональные метасоматические формации, представляющие собой статистически устойчивые сочетания эпипородных тел, отображаются в виде сопряженных периферических и центральных зон объединенных общим контуром. В качестве дополнительной нагрузки при относительно более детальных масштабах карты в пределах метасоматических зон выделяются участки с различной степенью замещения исходных пород новообразованной ассоциацией. Кроме того, отмечаются проявления ореольной и рудной минерализации тела метасоматитов и жил выполнения, штокверковые зоны и т. п.

Карты региональных метасоматических формаций составляются на геологической основе, содержание которой определено выше. Эта основа используется не только для интерпретации выделенных метасоматических зон и их сопряженных сочетаний (РМФ), но и для их установления и оконтуривания. Границы зон распространения статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов, как уже отмечалось, определяются сменой видовых признаков этой минерализации и только, но практически в связи с большой дискретностью сети точных микроскопических наблюдений рекомендуется проводить границы эпипородных тел с использованием геологической основы.

Анализ распространения эпигенетической минерализации производится последовательно в контурах исходных пород определенного вида от наиболее молодых к древним. На дополнительную кальку выносятся контуры, например, самых молодых интрузий района. Эти контуры накладываются на карту фактических петрографических наблюдений и устанавливаются присущие им статистически устойчивые ассоциации эпигенетических минералов. Затем берутся образования следующей возрастной группы и т. д. В сочетании контуров геологической основы и метасоматических зон возможны три варианта: а) полное совпадение; б) контур метасоматической зоны захватывает только часть геологического подразделения; в) контур метасоматической зоны охватывает несколько геологических подразделений. В двух последних случаях возникают собственные границы эпипородных тел. Появление таких границ происходит значительно чаще, чем это можно было предполагать, что и обосновывает целесообразность развиваемой методики выделения и оконтуривания метасоматических зон (эпипородных тел). В качестве дополнительных данных для прослеживания и ограничения этих зон используются полевые макроскопические наблюдения, все ранее известные пункты обнаружения гидротермальной минерализации (месторождения и др.), а также разнообразие косвенные признаки, включая рельеф, растительность, аэрофотоснимки, геофизические и геохимические материалы, если они не противоречат основным фактическим данным.

Для изображения выделенных метасоматических зон на геологической основе используется цветная раскраска или штриховка (для черно-белых вариантов). Выбор цветов имеет большое значение для восприятия карты. Геологическая карта читается хорошо, в первую очередь благодаря традиционности цветовой гаммы. Поэтому для карт региональных метасоматических формаций целесообразно договориться о применяемых цветовых обозначениях. Предлагается зоны развития темноцветных ассоциаций закрашивать в зеленых тонах, зоны полевошпатовых ассоциаций — в лиловых (синих), зоны кварц-светлослюдистых ассоциаций — в желтых (красных, коричневых).

Следующая задача составления карты состоит в установлении сопряженности метасоматических зон в их подразделении на периферические и центральные, проведению границ региональных метасоматических формаций (РМФ). Это наиболее сложная процедура, требующая разносторонних геологических знаний и в настоящее время не поддающаяся строгой формализации. Анализ начинается с наиболее молодых интрузивных тел и вулканических массивов.

1. Выявляются зонально построенные экзоконтактовые ореолы интрузий, представленные сочетанием пропилитовых парагенезисов. Внешние контуры этого ореола определяют границу плутоногенной РМФ. Аналогичное значение имеют зоны кварц-полевошпатовых изменений в пределах плутона. Все более локальные метасоматические зоны, расположенные внутри отмеченных выше ореолов, рассматриваются в первом приближении как сопряженные с этими ореолами, т. е. в качестве составляющих одной РМФ.

2. В пределах вулканических массивов рассматриваются зоны распространения кварц-полевошпатовых изменений и по их внешнему контуру намечаются

границы вулканогенных РМФ. Расположенные среди вулканитов кварц-светлослюдистые новообразования, закономерно сочетающиеся с кварц-полевошпатовыми посредством промежуточных зон (см. гл. V), могут быть выделены как предполагаемо сопряженные.

3. Протяженные полосы пропилитизации без яркой упорядоченности температурных фаций, расположенные вдоль долгоживущих разломов, рассматриваются как возможные проявления периферических зон тектоногенных РМФ. Выделенные среди этих пропилитов зоны кварц-светлослюдистых изменений могут оказаться центральными в рамках этих же РМФ.

Сформулированные гипотезы сопряженности метасоматических зон проверяются по следующим основным признакам:

- а) связанность в пространстве и времени с определенным геологическим явлением (геологические, радиологические и другие данные);
- б) направленность щелочно-кислотной эволюции по пути возможного движения растворов (слабощелочные — кислотные фации метасоматоза);
- в) регрессивная в термодинамическом отношении стадийность минерало- и порообразования в рамках одной РМФ;
- г) наличие промежуточных и барьерных (березитовых) парагенезисов в области сочленения периферических и центральных зон;
- д) взаимосвязь зон по косвенным признакам геологического, геофизического и другого содержания.

Выделенные таким образом границы региональных метасоматических формаций могут быть рассмотрены в качестве ограничений сложных метасоматических тел формационного уровня и отрисованы с учетом пространственных и возрастных взаимоотношений формационных тел между собой. Макет карты РМФ иллюстрирует рис. 15.

## **Интерпретация результатов**

Каждая РМФ отвечает определенному событию истории геологического развития конкретной территории и включает в себя все синхронные гидротермально-метасоматические образования, в том числе рудные месторождения. По отношению к синхронным гидротермальным месторождениям, являющимся индивидами рудных формаций, включающая их региональная метасоматическая формация (РМФ) может быть названа рудоносной. Все месторождения, рудопроявления, точки минерализации и их ореолы соответствующей рудоносной РМФ занимают определенное место в ее строении, располагаясь в пределах центральных зон, вблизи их контакта с периферическими. При этом поверхность раздела центральных и периферических зон одной РМФ может быть рассмотрена в качестве щелочно-кислотного геохимического барьера, где происходит наиболее существенное изменение физико-химических параметров эволюционирующего гидротермального раствора и, как следствие этого, рудоотложение.

Таким образом, карта региональных метасоматических формаций состоит из следующих элементов, определяющих возможности ее интерпретации:

- а) геологической основы с данными о возрасте, составе и формационной принадлежности выделенных подразделений, с классифицированными разрывными нарушениями и блоками с различной историей развития;
- б) метасоматических зон, представляющих собой сечения эпипородных тел дневной поверхностью и включающих в себя гидротермально-метасоматические образования одного вида, но различной степени проявленности, определенные в локально-формационном отношении (ЛМФ);
- в) региональных метасоматических формаций, состоящих из отмеченных зон, классифицированных как периферические и центральные; сопряженные в пространстве и времени эти зоны определены в отношении геологических условий образования;
- г) границ раздела сопряженных зон единой РМФ, представляющих собой геохимические барьеры, благоприятные для рудоотложения;
- д) известных проявлений рудных формаций в соответствующих рудоносных РМФ;

е) указания на степень замещения исходных пород гидротермально-метасоматическими образованиями как в рамках метасоматических зон, так и в виде локальных метасоматических тел.

Перечисленные элементы содержания карт РМФ способствуют решению таких научных и практических задач как:

а) выяснение истории развития гидротермальной деятельности в регионе с определением ее стадийности и качественного содержания (последовательность РМФ);

б) оценка масштабов проявления каждого геологического обособленного гидротермального процесса с учетом сохранности его производных к моменту изучения (размеры ареалов распространения РМФ, степень замещения исходных пород, размер эрозионного среза, замещение более молодыми РМФ и другие количественные параметры);

в) установление геологических условий проявления гидротермальной деятельности (пространственно-временные, причинно-следственные и другие связи РМФ и их составляющих с разнообразными геологическими явлениями);

г) выявление геохимической роли гидротермально-метасоматических процессов в количественном и качественном выражении (дифференциация вещества в региональной метасоматической зональности, извлечение, перенос и осаждение рудных элементов, геохимические барьеры и т. п.);

д) определение влияния гидротермально-метасоматической дифференциации вещества на физические свойства пород и характер геофизических полей (интерпретация геофизических данных);

е) выяснение металлогенической специализации гидротермальной деятельности и природы рудоносности РМФ (решение теоретических и прикладных задач металлогении);

ж) выделение площадей различных рангов, перспективных на обнаружение гидротермальных месторождений определенной рудно-формационной принадлежности (прогнозирование мест возможного нахождения и масштабов гидротермального оруденения).

Картирование гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления позволяет дать качественную и количественную характеристику гидротермальной деятельности в целом как геологическому явлению, равноправному седиментогенезу, магматизму, метаморфизму и другим важнейшим процессам дифференциации вещества земной коры. В этом отношении рассматриваемая методика пополняет арсенал средств регионального металлогенического анализа.

# VII

## ГЛАВА

### ИЗУЧЕНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ ТЕЛ ПОЛНОПРОЯВЛЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛИТОВ

Объектами изучения в данном случае являются рудные тела и их ореолы, зоны интенсивных гидротермальных изменений и жилы с неизвестным содержанием рудных элементов, а также подобные им достаточно ярко выраженные гидротермально-метасоматические образования, сплошность проявления и пространственные ограничения которых визуально различимы либо установлены ранее выполненным картированием. Предполагается, что задача выделения и оконтуривания объекта изучения уже решена, хотя на практике видимые границы могут быть самые произвольные.

Объемы и содержание работ по изучению локальных тел гидротермалитов зависят от размеров, формы, условий залегания, практической значимости этих тел и других факторов. С одной стороны, это могут быть рудные тела разведываемых или разрабатываемых месторождений, вскрытые многочисленными горными выработками. С другой стороны, это жилы и зоны интенсивных изменений, встреченные при геологической съемке в виде естественных обнажений. Однако представляется возможным выделить единый круг задач, которые должны решаться с большей или меньшей полнотой для каждого подобного тела:

а) состав и внутреннее строение таких тел;

б) их соотношения с вмещающими геологическими образованиями;

в) физико-химические условия образования (локально-формационная принадлежность);

г) геологические условия проявления (регионально-формационная принадлежность);

д) прогнозно-поисковое или практическое значение.

Решение перечисленных задач осуществляется комплексированием полевых и камеральных работ с широким применением аналитического изучения минерального вещества.

## Полевые работы

Изучение конкретного гидротермально-метасоматического проявления производится в двух главных направлениях: выяснение условий залегания выделенного тела как такового и его соотношений с другими геологическими образованиями; исследование внутреннего строения этого тела и его внутренней неоднородности.

В отношении условий залегания кроме общих вопросов возраста, состава и формационной принадлежности вмещающих пород требуется выяснить:

а) факторы контроля, т. е. приуроченность к разлому, пласту, вулканическому или интрузивному телу, к контакту или другим структурным элементам;

б) виды и разновидности пересекаемых или замещаемых пород, основные особенности взаимодействия с породами различного состава;

в) наличие или отсутствие геологических образований, определяющих верхнюю возрастную границу изучаемого тела, т. е. факты пересечения этого тела трещинами, дайками, жилами и т. п., перекрытие, замещение или видоизменение другими образованиями;

г) соотношение с иными гидротермально-метасоматическими проявлениями, с которыми данное тело гидротермалитов взаимодействует как единое целое (кроме очевидных наблюдений здесь необходимо предусмотреть тщательное опробование визуальных границ изучаемого тела в сторону вмещающих пород для характеристики внешних слабопроявленных зон изменений).

Документация наблюдений и опробования вмещающих пород должна быть отражена на детальных картах, схемах, планах, разрезах и зарисовках для последующего уточнения пространственных соотношений, выявляемых особенностей состава и строения тел гидротермалитов.

В отношении внутренней неоднородности изучаемого тела гидротермалитов следует рассмотреть следующие положения, подтвердив их представительным каменным материалом:

а) выявить закономерности перехода от измененных пород к неизменным породам разного состава с отбором проб и шлифов для составления метасоматических колонок;

б) выделить зоны различной степени замещения исходных пород разного состава и из каждой такой зоны отобрать серии минералогических и геохимических проб, обеспечивающие достоверную оценку распределения химических элементов и минералов по зонам концентрационной зональности;

в) наметить разновозрастные образования в структуре рассматриваемого тела гидротермалитов, подтвердить это каменным

материалом, зарисовками и т. п., опробовать разновозрастные разновидности;

г) выявить неоднородности строения и состава изучаемого тела по простираанию и падению и при необходимости выполнить перечисленные работы в дополнительных сечениях с учетом выявленной неоднородности.

В результате полевых работ должны быть составлены планы и разрезы, отражающие условия залегания и внутреннюю неоднородность конкретного тела гидротермалитов с указанием мест отбора проб и шлифов.

### **Камеральные работы**

В настоящее время представляется очевидным, что макроскопические методы изучения гидротермально-метасоматических образований являются, по сути, способами их рационального и достоверного опробования. Без тщательных и углубленных микроскопических исследований с привлечением разнообразных аналитических данных нельзя надеяться на разрешение задач, сформулированных в начале главы. Опыт подобных исследований позволяет рекомендовать на первом этапе камеральных работ выполнение следующих операций:

а) тщательный просмотр и описание всех прозрачных шлифов и аншлифов, диагностика минералов и агрегатов, их количественные и качественные соотношения;

б) вынесение результатов микроскопических исследований на полевые планы, разрезы, зарисовки и уточнение на этой основе разновидностей вмещающих пород с установлением степени их изменения, а также выяснение путем увязки макро- и микроскопических наблюдений состава и внутреннего строения изучаемого тела;

в) проведение спектральных, рентгеноспектральных и других количественных и полуколичественных оценок содержаний рудных и ореольных элементов во всех отобранных пробах; разделение проб на разряды по содержаниям этих элементов\*;

г) с учетом полевых, микроскопических и аналитических данных группирование проб на однородные совокупности, что определяется видом исходной породы, типом ее изменения, степенью изменения (количество новообразований, %), разрядом (по содержанию рудных и ореольных элементов);

д) выделение серии проб для дополнительных анализов (петрохимический, фракционный, количественно-минералогический и др.);

е) подбор серии шлифов для дополнительных исследований (окрашивание, микрозондовое, иммерсионное и др.);

---

\* Рационально различать разряды по изменению на порядок содержаний малых элементов, имеющих тенденцию к концентрированию в данном теле.

ж) выбор материала для специальных исследований (изотопных, рентгеноструктурных и др.).

На втором этапе камеральной обработки круг решаемых вопросов можно свести к двум основным направлениям работ:

а) изучение околотрещинной зональности, построение метасоматических колонок, установление физико-химических параметров гидротермального минералообразования;

б) изучение концентрационной зональности, выяснение геохимических особенностей и рудной направленности гидротермального процесса.

По результатам этих исследований формулируются выводы о локальноформационной и региональноформационной принадлежности изучаемого тела, оценивается его прогнозно-поисковое и практическое значение.

### **Изучение околотрещинной зональности**

Метасоматическая зональность — наиболее общее свойство гидротермально-метасоматических образований на уровне ЛМФ. Она проявляется в виде метасоматических колонок, представляющих собой определенную последовательность метасоматических зон качественно различного минерального состава и позволяющих установить физико-химические условия формирования метасоматитов и их принадлежность к той или иной ЛМФ. Теоретические основы этой зональности разработаны Д. С. Коржинским [1955, 1969]. Типовые примеры инфильтрационных и диффузионных колонок для различных гидротермально-метасоматических образований приведены в главе IV.

Главной причиной образования околотрещинной метасоматической зональности, по Д. С. Коржинскому, является дифференциальная подвижность химических компонентов в процессе метасоматоза. С позиций физической химии различаются компоненты инертные и вполне подвижные. Инертными считаются компоненты с ограниченной способностью к перемещению в растворах, вследствие чего их массы являются факторами равновесия в метасоматическом процессе, или, иначе говоря, инертные компоненты определяют количество сосуществующих равновесных минералов в системе. К вполне подвижным относятся компоненты, которыми система может обмениваться с окружающей средой, вследствие чего факторами равновесия являются их химические потенциалы (при диффузионном метасоматозе) или концентрации в растворе (при инфильтрационном метасоматозе). Эти параметры определяют виды образующихся метасоматическим путем минералов и, следовательно, разнообразие минеральных парагенезисов.

Дифференциальная подвижность компонентов, их переход в инертное или вполне подвижное состояние обусловлены в первую очередь кислотно-щелочными характеристиками раствора, которые закономерно изменяются в ходе взаимодействия растворов

с породами. В целом подвижность компонентов зависит от термодинамических условий и от физико-химических свойств самих компонентов. Например, вода и уголекислота всегда подвижны, а глинозем, фосфор, титан относятся к наиболее инертным компонентам.

Согласно правилу фаз Гиббса, количество равновесных минералов в метасоматических образованиях определяется числом инертных компонентов, если при этом температура и давление изменяются произвольно и независимо друг от друга. Но вследствие того, что вариации давления при метасоматозе незначительны, а замещение пород происходит с сохранением их первичного объема, общее количество устойчивых минералов увеличивается на единицу за счет появления так называемого осажденного минерала. Такое явление характерно для метасоматического минерало- и пороодообразования в изохорических условиях. Реже метасоматоз протекает в изобарических условиях или в обстановке смены факторов равновесия при разрастании метасоматических зон [Жариков В. А., 1959 г.; Перчук Л. Л., 1964 г.].

В случае наиболее широко проявленного в природных условиях инфильтрационного метасоматоза, вызываемого перемещением вещества посредством просачивающихся (фильтрация) через породу химически неравновесных с ней растворов, как правило, «более подвижным является тот компонент, для которого разность между концентрацией его в поровом растворе исходной породы и концентрацией в воздействующем растворе больше, а необходимое (для изменения концентрации) изменение содержания в породе меньше» [Коржинский Д. С., 1955, с. 351]. По мере просачивания и взаимодействия раствора происходит выравнивание его состава с составом исходной породы. Следовательно, состав раствора в разных сечениях потока будет различным и соответственно различны будут реакции замещения. Раньше всего в реакционное взаимодействие с раствором будет вступать тот минерал исходной породы, компонентом (или компонентами) которого раствор наиболее недосыщен, что и вызовет переход этого компонента во вполне подвижное состояние. В случае постоянного подтока растворов реакция идет до полного исчезновения такого минерала в исходной породе на данном отрезке потока раствора.

В реакциях замещения могут участвовать и несколько минералов исходной породы с одновременным образованием одного или нескольких устойчивых в изменившихся термодинамических условиях новых минералов. Но обязательно переход во вполне подвижное состояние одного из компонентов породы и соответственно уменьшение числа инертных компонентов сопровождается уменьшением на единицу количества устойчивых минеральных фаз. Переход компонентов во вполне подвижное состояние происходит резко в определенных сечениях потока растворов, что и приводит к образованию колонки метасоматических зон. Правило уменьшения количества устойчивых минеральных фаз от внешней зоны к внутренней нарушается на границе смены факторов равновесия



(когда, например, вместо давления поровых растворов фактором равновесия становится объем системы). В этом случае соседствуют зоны с одинаковым количеством устойчивых минералов.

Диффузионный метасоматоз, обусловленный диффузией компонентов через поровые, застойные растворы, контролируется следующими факторами равновесия: температурой, давлением, объемом, содержаниями инертных и химическими потенциалами вполне подвижных компонентов. То обстоятельство, что при диффузионном метасоматозе факторами равновесия являются химические потенциалы, а не концентрации вполне подвижных компонентов, обуславливает главные различия метасоматических колонок инфильтрационного и диффузионного типов. Для последних характерно закономерное изменение соотношений изоморфных элементов в минералах переменного состава в рамках одной зоны метасоматической колонки (например, соотношение  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  в темноцветных минералах и др.). Колонки диффузионного типа в природе встречаются значительно реже, чем колонки инфильтрационного типа, и при этом первые в большинстве случаев оказываются смешанными, инфильтрационно-диффузионными (некоторые скарновые проявления и др.).

Метасоматические колонки инфильтрационного и диффузионного типа характеризуются следующими общими особенностями.

1. Зоны качественно различного минерального состава в общем случае резко отграничены друг от друга. Особенно характерны резкие границы для высоко-среднетемпературных метасоматитов типа грейзенов, скарнов и пр.

2. От внешней зоны к внутренней происходит последовательное уменьшение количества устойчивых минеральных фаз; внутренняя зона часто сложена только одним осажденным минералом.

3. Количество зон обычно на единицу больше числа составляющих колонки минералов, так как в их состав следует включать и самую внешнюю зону, сложенную неизменной в химическом отношении (иногда лишь перекристаллизованной) исходной породой.

4. Все зоны колонки образуются одновременно и разрастаются с постоянной скоростью путем последовательного замещения внешних зон внутренними.

Эти закономерности нарушаются, когда течение метасоматического процесса осложняется неоднородной пористостью, в том числе трещиноватостью, исходных пород, непостоянством их состава и структурно-текстурных черт, неполнотой замещения субстрата вследствие резкого изменения температуры и состава растворов, наложением более поздних минеральных парагенезисов. В этих случаях могут наблюдаться расплывчатые границы зон, неоднородность их состава за счет реликтовых минералов, сокращение колонки в результате неполного развития или выпадения отдельных зон. Особенно большие осложнения строения колонок возникают при развитии метасоматического процесса в термоградиентном поле.

Практические приемы построения метасоматической колонки проиллюстрируем на примере околорудной березитизации дацитовых порфиров. В серии шлифов, отобранных на участках перехода неизмененных дацитов в березиты обнаружено, что первым неустойчивым минералом является биотит, по которому развиваются гомоосевые псевдоморфозы светлой калиевой слюды. Следующим замещается плагиоклаз, сначала альбитом, а затем серицитом. Наиболее устойчив калиевый полевой шпат, сохраняющийся до внутренних зон березитов, где также замещается серицитом и кварцем. Серицит становится неустойчив последним и вытесняется кварцем. В табл. 12 приведен минеральный состав зон метасоматической колонки и последовательность реакций замещения, в результате анализа которых выявлен ряд дифференциальной подвижности компонентов, имеющий следующий вид: (Mg, Fe)—Ca—Na—K—Al.

Таблица 12

Идеализированная метасоматическая колонка березитизации дацита

Зона	Минеральный состав зоны	Реакции замещения	Инертные компоненты
0	Q + KFsq + Pl + Bt + (Chl + Cc) (дацит)	Bt (Chl) → Ser + Q	Si, Al, K, Na, Ca, (Mg, Fe)
1	Q + KFsp + Pl + Ser + (Cc)	Pl → Ab	(Si), Al, K, Na Ca
2	Q + KFsp + Ab + Ser		(Si), Al, K, Na
3	Q + KFsp + Ser	Ab → Ser + Q	(Si), Al, K
4	Q + Ser	KFsp → Ser + Q	(Si), Al
5	Q	Ser → Q	(Si)

В каждой зоне число устойчивых минералов равно числу инертных компонентов, что согласуется с минералогическим выражением правила фаз Гиббса. Соответственно общее число зон равно числу минералов в исходной породе. Однако кремнезем обычно рассматривается не в качестве инертного компонента, а в качестве избыточного (осажденный минерал), и тогда число сосуществующих минералов в каждой зоне на единицу превышает число инертных компонентов (добавляется в качестве осажденного минерала кварц). Это также согласуется с правилом фаз, так как в обычном случае метасоматоза фактором равновесия является не внешнее давление, а объем, в результате чего число степеней свободы системы уменьшается на единицу и число сосуществующих минералов на единицу превышает число инертных компонентов.

Кроме перечисленных минералов в зонах 3—5 отмечаются струйчатые выделения хлорита, сидерита, присутствует пирит, имеют место и другие осложнения минерального состава зон.

Тип метасоматического преобразования подтверждается расчетом баланса вещества атомно-объемным методом [Рудник В. А.,

Таблица 13

## Баланс вещества при березитизации дацита

Компоненты	Результаты анализа, вес. %			Элементы	Количество атомов в $10^{-26}$ м <sup>3</sup>			Привнос—вынос атомов на $10^{-26}$ м <sup>3</sup>			
	I	II	III		I	II	III	Разность II—I	% к I	Разность III—I	% к I
SiO <sub>2</sub>	64,12	66,00	72,94	Si	165,8	176,0	192,3	+10,2	+6,2	+26,5	+16,0
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,45	0,36	Ti	1,0	0,9	0,7	-0,1	-10,0	-0,3	-30,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,10	15,00	14,71	Al	46,0	47,1	45,7	+1,1	+2,4	-0,3	-0,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	3,30	2,16	Fe <sup>3+</sup>	4,7	6,6	4,3	+1,9	+40,4	-0,4	-8,5
FeO	2,90	1,90	0,74	Fe <sup>2+</sup>	6,3	4,2	1,6	-2,1	-33,3	-4,7	-74,6
MnO	0,07	0,05	0,03	Mn	0,2	0,1	0,1	-0,1	-50,0	-0,1	-50,0
MgO	1,75	1,21	0,50	Mg	6,8	4,8	2,0	-2,0	-29,4	-4,8	-70,6
CaO	1,92	1,33	0,69	Ca	5,3	3,8	1,9	-1,5	-28,3	-3,4	-64,2
Na <sub>2</sub> O	3,22	1,62	0,12	Na	16,1	8,4	0,6	-7,7	-47,8	-15,5	-96,3
K <sub>2</sub> O	5,80	6,10	4,49	K	19,1	20,8	15,1	+1,7	+8,9	-4,0	-20,9
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,10	0,05	B	0,7	0,5	0,2	-0,2	-28,6	-0,5	-71,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,11	0,08	P	0,3	0,2	0,2	-0,1	-33,3	-0,1	-33,3
п. п. п.	1,90	2,83	3,13	H	32,8	50,0	54,9	+17,2	+52,4	+22,1	+67,4
				O	511,2	488,2	502,9	-23,0	-4,5	-8,3	-1,6
$\Sigma$	100,00	100,00	100,00		816,3	811,6	822,5				
$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	2,58	2,66	2,63								

Примечание. I — дацит; II — березитизированный дацит; III — березит.

1966 г.]. Пример такого расчета приведен в табл. 13. Здесь анализ I соответствует породе зоны 0 приведенной выше метасоматической колонки. Анализ II отвечает породам зон 1—2, анализ III — породам зон 3—5. Преобладающий вынос петрогенных элементов при явном накоплении только кремнезема однозначно свидетельствует о ведущей роли кислотного выщелачивания в ходе метасоматического преобразования пород.

В дополнение к построению метасоматических колонок и анализу баланса вещества составляются уравнения наиболее характерных реакций замещения, строятся парагенетические диаграммы, позволяющие моделировать рассматриваемый процесс, предсказывать возможные метасоматические фации и условия их проявления. Теория и методика парагенетического анализа метасоматических систем разработаны Д. С. Коржинским [1973 г.]. Его практическое применение рассмотрено в ряде пособий [Годлевский М. Н., 1965 г.; Булах А. Г., 1968 г.; Казицын Ю. В., 1972, и др.] и не требует дополнительных пояснений. Для диагностики локальноформационной принадлежности изучаемого метасоматического тела на первом этапе можно ограничиться построением метасоматических колонок и анализом баланса вещества. В практическом применении эти операции сами по себе имеют большие сложности, требуют глубокого знания как теоретических допущений моделирования инфильтрационной и диффузионной зональности, так и весьма тщательной проработки фактического материала. Важнейшие моменты, осложняющие строение метасоматических колонок, следующие: а) переменная проницаемость замещаемых пород; б) развитие гидротермального процесса в термобароградиентном поле; в) возможное движение растворов не только от трещины в сторону вмещающих пород, но и, наоборот, к дренирующей трещине или полости.

### **Изучение концентрационной зональности**

Концентрационной гидротермально-метасоматической зональности уделяется значительно меньше внимания, чем околотрещинной. Однако есть основания полагать, что именно концентрационная зональность обуславливает главную неоднородность поперечного строения тел гидротермалитов. Теоретические основы концентрационной зональности еще не разработаны, хотя некоторые исходные положения уже могут быть сформулированы.

1. Тела гидротермалитов формируются в условиях резко переменной проницаемости, которая закономерно уменьшается (вероятнее всего, экспоненциально) от зияющей трещины в сторону монокристаллических блоков; проницаемость не остается постоянной по мере развития гидротермального процесса и тем самым является функцией времени.

2. Гидродинамика гидротермального процесса подчинена закону Дарси, согласно которому количество раствора, проходящего через породы за период гидротермальной деятельности при посто-

янном гидродинамическом напоре прямо пропорционально коэффициенту их проницаемости [Пэк А. А., 1968 г.].

3. Количество элементов, привнесенных гидротермальным раствором в различные участки поперечного сечения тела гидротермалита, находится в прямой зависимости от объема раствора, прошедшего через этот участок, и от кларка этих элементов.

Наиболее наглядным выражением концентрационной зональности являются первичные геохимические ореолы гидротермальных рудных тел, закономерности поперечного строения которых, установленные Х. Т. Моррисом и Т. Е. Ловерингом [1954 г.], состоят в экспоненциальном изменении концентраций элементов от рудных тел вовне. Не менее выразительны минеральные различия рудной, околорудной и внешней зоны соответствующих тел гидротермалитов. Проиллюстрируем это примером, который может быть рассмотрен и с методической точки зрения.

В строении гидротермально-метасоматического тела на одном медно-висмутовом месторождении выделены рудные зоны (1 и 2) со средними содержаниями висмута 0,01 и 0,1 %, меди 1 и 2,2 %, соответствующие серии сближенных жил кварц-сидеритового состава. Промежуточная и ореольная зоны (средние содержания висмута соответственно равны 0,001 и 0,0001 %) отвечают интенсивной околожильной березитизации. Внешняя зона (среднее содержание висмута 0,00001 %) представляет собой слабо березитизированные амфиболовые сланцы. По каждой зоне, средние содержания висмута в которых отличаются на порядок, отобраны серии шлифов, а также минералогических и геохимических проб для достоверного определения вещественного состава этих зон.

В табл. 14 приведены средние коэффициенты концентрации  $K_c$  по зонам, рассчитанные путем деления средних содержаний химических элементов  $C$  на кларковое значение для пород среднего состава  $K$ . По этим данным построен график (рис. 18) поведения элементов в концентрационной зональности. По горизонтальной оси графика зоны нормированы средними содержаниями висмута. По вертикальной оси вынесены коэффициенты концентрации элементов. Элементы подразделены по темпу накопления на соконцентрирующиеся (сплошные линии), сопутствующие (штриховые линии) и деконцентрирующиеся (штрих-пунктирные линии). В целом на рис. 18 виден веер расходящихся линий, указывающий на монотонное возрастание дифференцированности вещества от внешних зон к внутренним.

В соответствии с химическим составом находится минеральный состав зон (табл. 15). В отличие от закономерностей околотрещинной зональности, характеризующейся уменьшением числа сосуществующих минералов от внешних зон к внутренним, концентрационная зональность выражена усложнением минерального состава внутренних зон. При этом заслуживают внимания следующие зависимости:

а) фоновые минералы петрогенных элементов имеют сквозное развитие от внешних зон до внутренних, изменяется лишь степень

Таблица 14

## Концентрационная зональность. Элементный состав

Элементы	Зоны и средние коэффициенты концентрации ( $K_c = \bar{C}/K$ )				
	Внешняя	Ореольная	Промежуточная	Рудная I	Рудная II
K	1,1	0,5	0,4	0,3	0,2
Na	0,3	0,1	0,08	0,06	0,05
F	0,3	0,6	0,9	1,1	1,1
Mn	5,5	40,5	130	140	85,0
Zr	0,5	0,3	0,2	0,1	0,08
Ti	1,0	0,7	0,7	0,7	0,8
Cr	1,1	0,7	0,6	0,5	0,5
V	1,0	0,7	0,6	0,5	0,5
B	45,0	33,5	29,0	30,0	58,5
Ga	1,0	0,5	0,3	0,2	0,1
Pb	3,0	78,5	540	820	710
Zn	2,3	56,5	210	680	520
Cu	4,1	18,0	75,0	180	310
Co	1,8	21,0	100	85,5	40,3
Ni	0,3	0,4	0,8	1,8	15,4
As	1,1	11,5	71,3	330	1 100
Sc	1,0	0,7	0,6	0,5	0,5
Be	0,4	0,3	0,2	0,1	0,4
Th	1,2	0,9	0,8	0,7	0,8
Mo	1,9	12,4	51,5	50,3	34,1
U	1,0	2,8	18,3	175	3 000
Nb	0,9	0,2	0,08	0,05	0,04
Sn	2,3	8,1	7,5	4,1	2,5
Y	0,3	0,3	0,4	0,6	1,6
Yb	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4
W	5,5	22,5	120	210	180
Ag	2,8	55,8	630	4 600	12 000
Bi	14,0	140	1400	14 000	140 000
Число проб	9	9	10	10	9

замещения ими исходных пород и слабо варьируют количественные соотношения минералов в зонах;

б) ореольные минералы появляются в заметных количествах начиная с ореольной зоны и их процентное содержание неуклонно возрастает, в рудных зонах они частично вытесняют фоновые минералы;

в) рудные минералы накапливаются в заметных количествах начиная с промежуточной зоны, далее возрастает их разнообразие — появляются собственные минералы все более редких элементов;

г) от внешних зон к внутренним последовательно уменьшается роль исходных пород (последняя строка табл. 15), возрастает степень их замещения гидротермальными новообразованиями.

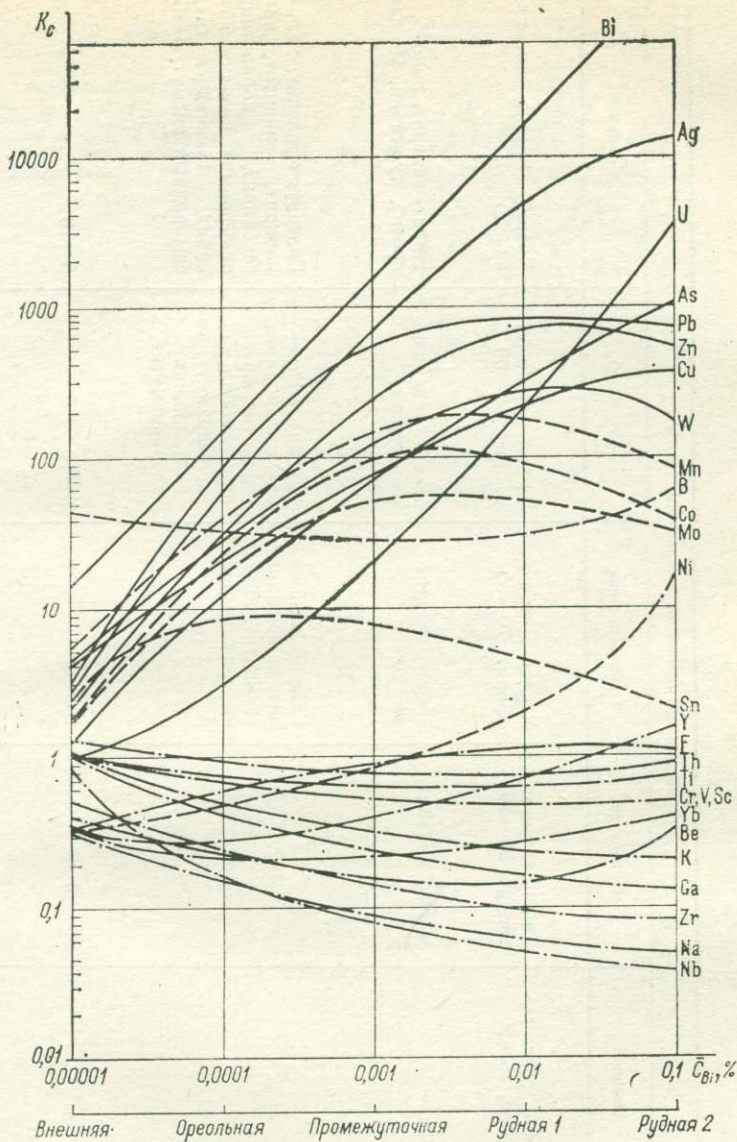


Рис. 18. Поведение химических элементов в концентрационной зональности сидерит-висмут-полиметаллического рудного тела (пояснения в тексте).

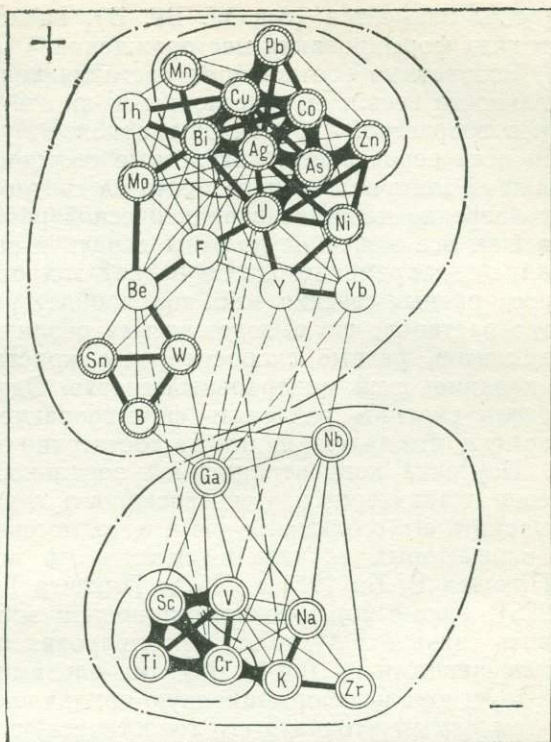
Генетическое единство всех составляющих концентрационной зональности подтверждают результаты корреляционного анализа, которые удобно и наглядно можно выразить в виде схемы ветвящихся связей [Скублов Г. Т., 1972 г.]. Суммарная выборка проб, использованная для характеристики концентрационной зональности

## Концентрационная зональность. Минеральный состав

Составляющие зон	Зоны концентрационной зональности				
	Внешняя	Ореольная	Промежуточная	Рудная 1	Рудная 2
Фоновые минералы, %	Кварц, серицит, хлорит, 15—20	Кварц, серицит, хлорит, 20—50	Кварц, серицит, хлорит, 70—80	Кварц, серицит, хлорит, 50—60	Кварц, серицит, хлорит, 40—50
Ореольные минералы, %		Пирит, кальцит, 1—5	Пирит, сидерит, 10—20	Пирит, сидерит, родохрозит, 40—50	Пирит, сидерит, родохрозит, турмалин, 50—60
Рудные минералы, %			Галенит, сфалерит, халькопирит, теннантит, арсениопирит, 1—5	Галенит, сфалерит, халькопирит, теннантит, арсениопирит, кобальтин (вольфрамит), козалит, айкинит, галеновисмутит, 1—5	Галенит, сфалерит, халькопирит, теннантит, арсениопирит, кобальтин, вольфрамит, козалит, айкинит, галеновисмутит, самородный висмут, 1—5
Реликты исходных пород, %	80—85	50—80	10—20	5—10	5—10



Рис. 19. Схема ветвящихся связей химических элементов в концентрационной зональности сидерит-висмут-полиметаллического рудного тела (элементы с двойной обводкой: заштрихованной — накапливаются, незаштрихованной — деконцентрируются).



(табл. 14), подвергнута корреляционному и факторному (метод главных компонент) анализу.

На схеме ветвящихся связей (рис. 19) знаки и сила корреляционной связи между элементами показана следующим образом. Чем сильнее положительная связь между элементами, тем ближе они расположены друг к другу и тем толще соединяющая их линия. Чем сильнее отрицательная связь между элементами, тем дальше они расположены друг от друга и соединены штриховой линией. Замкнутыми штрих-пунктирными линиями оконтурены элементы, имеющие различные знаки факторных нагрузок на 1-й фактор (метод главных компонент). Замкнутые штриховые линии объединяют элементы, имеющие максимальные нагрузки на этот же фактор.

Сопоставление результатов корреляционного и факторного анализа показывает, что геологическое содержание 1-го фактора в рассматриваемой системе заключается в накоплении одних элементов и деконцентрировании других, т. е. в направленной дифференциации вещества в ходе развития гидротермального минералообразования. При этом частично улавливается стадийность процесса минералообразования, выраженная в некотором обособлении

группы элементов (Sn, W, Be, V), накапливающихся на ранних стадиях формирования месторождения.

Возрастные соотношения составляющих концентрационной зональности весьма дискуссионны из-за отсутствия надежных критериев возрастной корреляции зонально упорядоченных объектов. По всей вероятности, возрастные соотношения минералов внутри каждой зоны нельзя переносить на соотношение зон между собой, что нередко делается в практической работе. С позиций гидродинамики все эти зоны должны начать и завершить свое формирование одновременно. Но за период гидротермальной деятельности через равные сечения этих зон пройдет резко различное количество раствора, что вызовет весьма различный суммарный привнос элементов, разные скорости роста кристаллов, а следовательно, и неодинаковый минеральный состав. Однако некоторые исследователи склонны разделять формирование перечисленных зон во времени, что далеко не всегда достаточно обоснованно.

Изучение концентрационной зональности позволяет количественно охарактеризовать интенсивность гидротермального процесса, выяснить его геохимическую и металлогеническую направленность, а в некоторых случаях и оценить его возможную рудоносность [Плющев Е. В., 1971 г., 1978; Плющев Е. В., Калиничева Л. И., 1975]. Кроме того, концентрационная зональность позволяет выявить связь между телами полнопроявленных гидротермалитов и включающими их РМФ. Другими словами, она позволяет установить региональноформационную принадлежность конкретного тела, а тем самым уточнить его геологическую позицию и происхождение. Это одна из главных задач изучения локальных тел гидротермалитов. Она решается на основе тождественности внешних зон концентрационной зональности и соответствующих зон РМФ. Прослеживание внешних зон в стороны от изучаемого тела на максимально возможные расстояния позволяет убедиться в этой тождественности.

В заключение резюмируем основные положения методики изучения локальных тел полнопроявленных гидротермалитов.

1. Во-первых, производится изучение условий залегания конкретного тела как единого целого, во-вторых, его внутренней неоднородности.

2. Полевые наблюдения обязательно дополняются углубленными микроскопическими и аналитическими исследованиями. При этом те и другие исследования необходимо сопровождать нанесением наблюдений на планы и разрезы, их увязкой не только по времени образования, но и в пространстве.

3. При изучении неоднородности внутреннего строения локальных тел гидротермалитов важно различать стадийно- и зонально упорядоченные образования. Необходимо выделять два ранга зональности, существенно отличные по своему вещественному выражению, масштабам проявления и способам обнаружения. Представляется совершенно обязательным наряду с околотрещинной зональностью исследовать концентрационную зональность.

4. В результате проведенных исследований важно ответить на следующие основные вопросы: а) состав и внутреннее строение тела гидротермалитов; б) его соотношение с вмещающими геологическими образованиями, в) локальноформационная принадлежность; г) региональноформационная принадлежность; д) прогностно-поисковое или практическое значение.

Таким образом, тщательное исследование локальных тел полнопроявленных гидротермалитов с направленностью на решение перечисленных задач должно обеспечить в комплексе с ранее рассмотренным картированием единообразие, полноту и надежность изучения гидротермально-метасоматических образований.

# VIII

## ГЛАВА

### ПУТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО- МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ПРОГНОЗНО- МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

Изложенный в предыдущих главах методический подход к изучению гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления раскрывает широкие возможности для использования результатов такого изучения в прогнозно-металлогенических целях. Это утверждение основывается на следующих основных положениях.

1. Установлено реальное существование региональной метасоматической зональности и разработаны способы ее практического выявления и расчленения.

2. Выделяемые при этом РМФ отвечают определенным событиям геологической истории подвижных областей и занимают фиксированное положение в их структуре.

3. Картирование РМФ в конкретных блоках земной коры позволяет воссоздать историю гидротермальной деятельности в данном месте, оценить качественные и количественные параметры ее проявления с учетом последующей эрозии.

4. РМФ специализированы в металлогеническом отношении, и реализация этой специализации, как качественная, так и количественная, зависит от конкретных геологических условий их проявления.

5. Рудные месторождения, как и другие полнопроявленные гидротермально-метасоматические образования локального распространения, являются закономерными включениями в синхронные РМФ.

Не имея возможности в данной работе подробно обосновывать прикладные аспекты изучения РМФ, отметим только некоторые вопросы, требующие дополнительной разработки в конкретных геологических условиях.

## **О соотношении региональных рудоносных и локальных рудных гидротермально-метасоматических формаций**

Ставшее почти догматическим утверждение Т. С. Ловеринга [1951] о доминирующей дорудности околорудных метасоматитов в последнее время сильно поколеблено. Весьма существенно в этом отношении высказывание Л. Н. Овчинникова и соавторов [Закономерности..., 1974, с. 117]: «...сам факт пересечения рудными прожилками метасоматитов с вкрапленностью тех же рудных минералов не может рассматриваться как доказательство существенного временного разрыва между их формированием и дорудности таких метасоматитов. В гипертрофированной оценке аналогичных факторов мы видим причину отнесения на многих месторождениях околорудных метасоматитов к дорудным образованиям». Неразрывное единство процессов рудообразования и изменения пород подчеркивает и В. А. Жариков [1966 г., с. 47]: «В настоящее время начинает преобладать такой подход к изучению оруденения, когда рудоотложение рассматривается как один из этапов общего процесса гидротермального изменения пород».

Можно утверждать, что каждый геологически обособленный гидротермальный процесс имеет значительную длительность, до единиц и даже десятков млн. лет [Котляр В. Н., 1966 г.], определяемую временем существования той или иной гидродинамической системы. Длительность гидротермального минералообразования зависит от вполне конкретных геологических условий и поддается учету. В этой ситуации между началом выпадения какого-либо минерала или началом формирования какой-либо метасоматической зоны и завершением кристаллической индивидуализации минерала или зоны предусматривается значительный временной интервал, что затрудняет использование существующих приемов возрастной корреляции минеральных образований. Каждая отдельно взятая порция раствора, двигаясь в термобароградиентном поле и взаимодействуя с породами, меняет свои физико-химические параметры, производя сначала слабощелочной, а затем кислотный метасоматоз. Однако при стационарном и длительном функционировании гидродинамической системы разнофациальные метасоматические зоны (в частности, периферические и центральные зоны РМФ) формируются в значительной степени одновременно. В условиях резкопеременной проницаемости вмещающих пород через различные участки каждой из отмеченных зон за период существования гидродинамической системы, согласно закону Дарси, пройдет резко различное количество гидротермального раствора. При этом через относительно локальные участки высокой проницаемости пройдут максимальные объемы раствора, способные при прочих благоприятных условиях сбросить большую массу рудных элементов на соответствующих геохимических барьерах. В рамках такой модели все составляющие региональной метасоматической формации и

Укрупненные стадии и рубежи, t, °C	Плутоногенные		Вулканогенные		Тектоногенные*	
	Региональные	Локальные	Региональные	Локальные	Региональные	Локальные
III 100-150		Пострудные		Пострудные		Пострудные
	Центральные	Рудные Дорудные	Центральные	Рудные Дорудные	Центральные	Рудные Дорудные
II 300-400	Периферические (пропилитовые)		Периферические (фельдшпатофировые)		Периферические (пропилитовые)	
	Центральные	Рудные Дорудные				
I 600-900	Периферические (фельдшпатолитовые)					
	Зоны РМФ	Стадии формирования месторождений	Зоны РМФ	Стадии формирования месторождений	Зоны РМФ	Стадии формирования месторождений

Рис. 20. Соотношения региональных (рудноносных) и локальных (рудных) гидротермально-метасоматических формаций различных генетических классов.

включенной в нее рудной формации могут быть рассмотрены как близодновременные гидротермально-метасоматические образования.

В обобщенном виде возрастные соотношения рудоносных и рудных гидротермально-метасоматических формаций различных генетических классов иллюстрирует рис. 20. Здесь двоякое строение плутоногенных РМФ и соответствующих рудных формаций обусловлено действием двух гидродинамических систем: внутриинтрузивной и околоинтрузивной. Вулканогенные и тектоногенные РМФ и рудные формации образованы функционированием депрессионно-поствулканической и амагматической приразломных систем соответственно. Наблюдаемые возрастные соотношения этих генетически единых и, по сути, синхронных образований закономерно вытекают из особенностей развития природных гидродинамических систем в градиентных термобарических условиях при резко неравномерной проницаемости пород для водных растворов.

Опыт фактического изучения положения разнообразных гидротермальных месторождений в РМФ соответствующего геологического возраста позволяет наметить следующие основные закономерности:

а) месторождения располагаются в центральных зонах, вблизи их контакта с сопряженными периферическими зонами единой РМФ;

б) рудная, окологрудная и внешняя зоны месторождения часто имеют одинаковый или закономерно меняющийся набор фоновых гидротермальных минералов (т. е. минералов петрогенных элементов); эти минералы в общем случае определяют видовое название ЛМФ (аргиллизитовая, березитовая, грейзеновая и т. п.);

в) статистически устойчивые ассоциации гидротермальных минералов внешних зон месторождений и центральных зон РМФ тождественны;

г) месторождения располагаются в пределах благоприятных для рудонакопления геологических структур (разломов, пластов и т. п.), вблизи их пересечения со щелочно-кислотным геохимическим барьером, разделяющим периферические и центральные зоны РМФ.

Перечисленные наиболее общие закономерности пространственных соотношений гидротермальных месторождений и РМФ имеют весьма разнообразные конкретные выражения и требуют дальнейшего углубленного изучения. Это не догмы, а лишь наиболее общие тенденции, которые надо учитывать наряду с апробированными критериями прогнозирования. Накопленный к настоящему времени материал позволяет рассматривать РМФ в качестве нового металлотекта, определяющего наряду с другими рудоконтролирующими факторами вероятное время, место, формационный тип и сохранность гидротермального оруденения. Это предположение требует еще всесторонней проверки.

Региональные масштабы гидротермальной деятельности далеко не общепризнанны и находятся в противоречии с ортодоксальной магматогенной концепцией гидротермального рудообразования. Преобладают представления о пульсационной последовательности предрудных стадий гидротермального изменения пород и самостоятельных рудных стадий, т. е. о резко различной исходной специализации растворов, последовательно впрыскиваемых в рудоподводящий канал. Изучение гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления, т. е. с учетом доминирующих зон слабых изменений, приводит к существенно иным представлениям о природе, механизмах и рудной специализации гидротермальной деятельности.

Геологически обособленный гидротермальный процесс, имеющий начало, конец и длительный период функционирования, представляет собой деятельность одной или нескольких гидродинамических систем, обусловленных конкретным геологическим событием (становлением внедренного плутона или вулканического массива, тектонической перестройкой района и вскрытием разломами глубоких уровней термальной гидросферы и т. п.). Каждая гидродинамическая система непрерывного или прерывистого действия имеет одну присущую ей рудную специализацию и реализует ее в зависимости от физико-химических и гидродинамических условий функционирования. Каждая гидродинамическая система, обеспечивающая направленное перемещение гидротермального раствора, способствует слабому эпигенетическому преобразованию крупных,

относительно малопроницаемых блоков горных пород и сильному изменению пород вдоль зон повышенной проницаемости вплоть до рудообразования на геохимических барьерах в благоприятных для рудонакопления участках.

Гидротермальные растворы могут иметь рудную специализацию (повышенные концентрации рудных элементов) или не иметь такой специализации, что обусловлено их исходным составом и геохимическими особенностями вмещающих пород на всем пути просачивания этих растворов. В этом отношении существует глубокая и в целом прямая связь между геохимическими особенностями крупных блоков горных пород, ареалами их регионального гидротермально-метасоматического изменения и локально проявленными рудными месторождениями. Частично эти вопросы освещены в ряде наших публикаций [Плющев Е. В., 1971 г., 1978 г.; Плющев Е. В., Калиничева Л. И., 1975].

### **О геохимических особенностях региональных метасоматических формаций**

Поведение микропримесей рудных элементов в горных породах, затронутых слабыми гидротермально-метасоматическими изменениями, изучено недостаточно полно. Это сложная методическая и техническая проблема, так как приходится фиксировать малый эффект изменения близкларковых содержаний в больших объемах пород. Наиболее удобны для такого изучения радиоактивные элементы, для которых разработаны независимые методы количественных определений крайне низких содержаний, а также способы тонкого изучения распределения их микропримесей в минеральном веществе (радиографии естественного и индуцированного деления ядер урана и т. п.). На основании углубленного изучения закономерностей распределения радиоактивных и некоторых других элементов в гидротермально измененных породах и гидротермальных минералах [Плющев Е. В., 1972, 1975; Мельников И. В., Берзина И. Г., 1973 г.; Поведение..., 1973 г.; Смыслов А. А., 1974; Сыромятников Н. Г., Иванова Э. И., Трофимова Л. А., 1976 г., и др.] в настоящее время можно сформулировать некоторые наиболее общие геохимические особенности региональных метасоматических формаций [Плющев Е. В., Рябова Л. А., Шатов В. В., 1978].

1. Периферические зоны региональных метасоматических формаций, представленные разнообразными пропиловыми и фельдшпатолитовыми минеральными ассоциациями, т. е. проявлениями субщелочного железо-магний-кальциевого или кремне-калиевого метасоматоза, характеризуются геохимической тенденцией к извлечению из перерабатываемых пород избыточных (сверхкларковых) содержаний рудных элементов (рис. 21). По мере развития отмеченных выше метасоматических процессов в породах происходит разрушение исходных геохимических ассоциаций и гомогенизация ранее анизотропных геохимических структур, что выражается



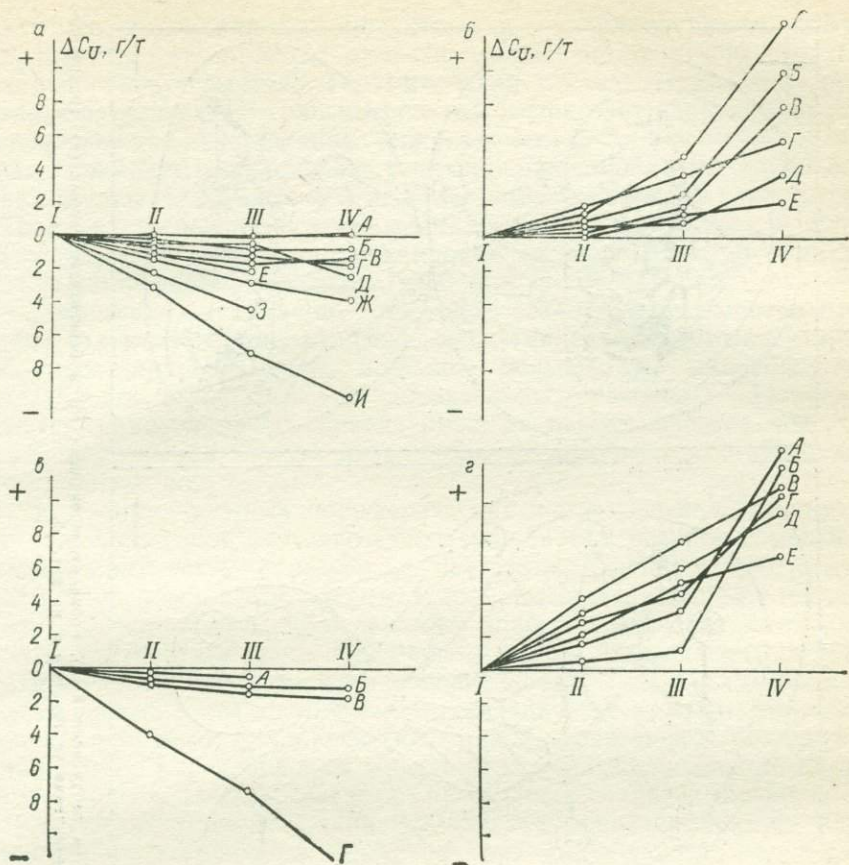


Рис. 21. Поведение урана в ходе формирования различных гидротермально-метасоматических пород.

Степень замещения исходных пород: I — слабая (<10 % новообразований); II — умеренная (10—20 %); III — сильная (20—80 %); IV — полная (>80 %);  $\Delta C_U$  — разность содержаний урана в измененных и неизмененных породах; «+» — привнос, «-» — вынос; а — пропилиты; б — березиты; в — фельдшпатолиты, фельдшпатофиры; г — грейзены. А, Б, ... И — породы различного состава и происхождения в конкретных районах.

в ослаблении корреляционных связей между содержаниями элементов. Это наглядно иллюстрирует сопоставление схем ветвящихся связей элементов неизмененных и пропилитизированных гранитоидов (рис. 22). Происходит уменьшение дисперсии распределения элементов, выравнивание фоновых содержаний в породах разного состава, избыточные концентрации металлов переходят в раствор.

2. Центральные зоны региональных метасоматических формаций, представленные кварц-светлослюдистыми парагенезисами (аргиллизитовыми, березитовыми, вторичнокварцитовыми, грейзеновыми) с более редкими полевошпатовыми обособлениями

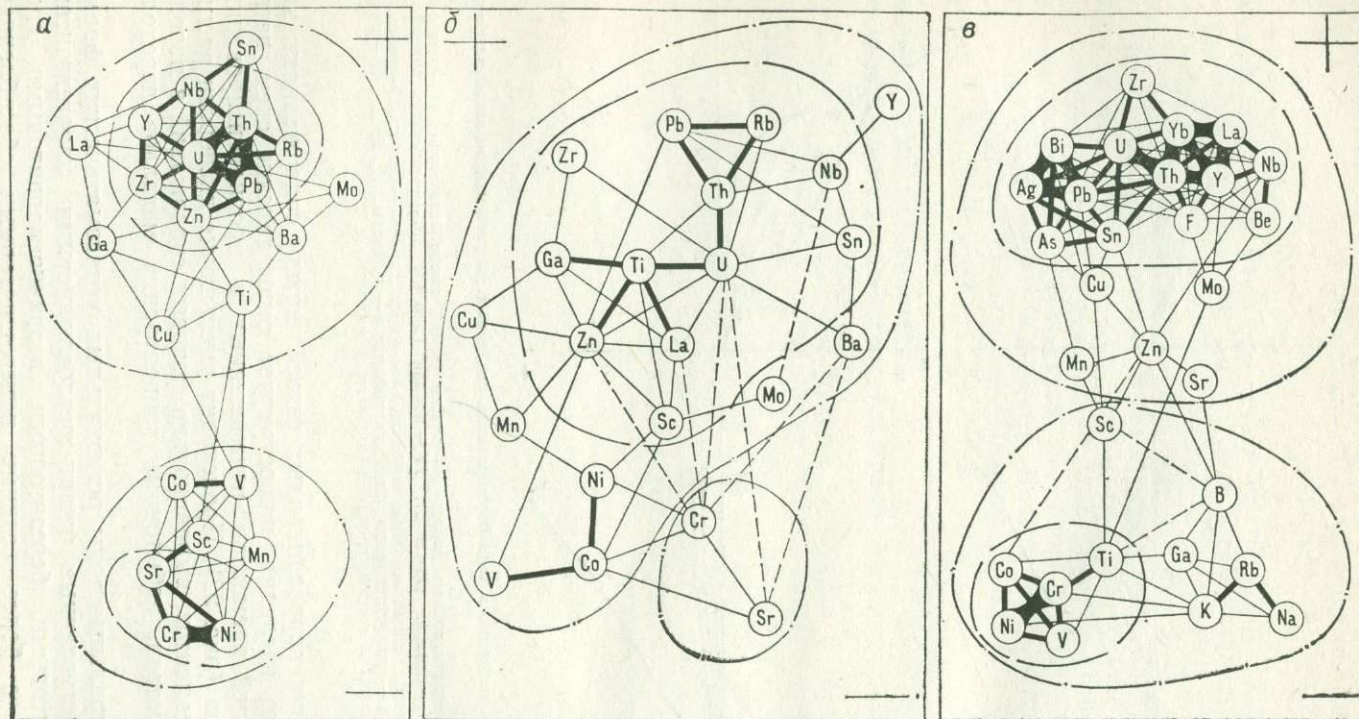


Рис. 22. Схемы ветвящихся связей химических элементов неизмененных ( $\alpha$ ), пропилизированных ( $\beta$ ) и березитизированных ( $\delta$ ) гранитидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Условные обозначения те же, что и на рис. 19.

(альбититовыми или калишпатитовыми), являются производными кислотного метасоматоза и частично щелочного натриевого или калиевого метасоматоза. Геохимическая характеристика этих процессов полярна ранее рассмотренным. Возрастает неравномерность распределения содержаний микроэлементов по зоне в целом. Одни элементы приобретают тенденцию к накоплению в краевых частях зоны, а другие — к существенному выносу. В том и другом вариантах дисперсия распределения элементов возрастает, в целом увеличивается дифференцированность их поведения. Возникают новые корреляционные связи, появляется анизотропия структуры геохимической ассоциации с противопоставлением элементов привноса элементам выноса (рис. 22). Тенденцию к выносу приобретают микроэлементы, имеющие повышенную миграционную способность в кислых восстановительных растворах. Накапливаются микроэлементы, привносимые из периферических зон, характеризующиеся низкой миграционной способностью в условиях центральных зон.

3. Граница раздела периферических и центральных зон, представляющая собой щелочно-кислотный барьер резкого изменения физико-химических параметров растворов, является геохимическим барьером между зонами с полярными тенденциями поведения микроэлементов. Вблизи таких барьеров располагаются наиболее контрастные зоны привноса и выноса определенных групп рудных элементов. При этом относительно геологических образований повышенной проницаемости развивается концентрационная зональность, выражающаяся монотонно возрастающей концентрацией одних и деконцентрацией других химических элементов по мере нарастания экстенсивности проявления гидротермально-метасоматической минерализации. На рис. 18 приведен пример поведения микроэлементов в концентрационной зональности медно-висмутового месторождения. Характеристика каждой зоны дана на основании расчета средних коэффициентов концентрации относительно кларков А. П. Виноградова по десяткам частных проб. Расходящийся веер линий отражает рост дифференциации вещества вплоть до рудообразования.

Отличительные геохимические особенности гидротермально-метасоматических образований требуют дальнейшего изучения и конкретизации в различных геологических условиях проявления. Мы не ставили перед собой задачу дать исчерпывающее обоснование отмеченных ведущих тенденций. Эти вопросы необходимо решать на каждой исследуемой территории в ходе проведения прогнозно-металлогенических работ. Однако следует обратить внимание на возможную генетическую трактовку геохимических особенностей РМФ, вскрывающих природу их рудоносности. Региональные метасоматические формации выступают в качестве особого механизма дифференциации вещества и рудоконцентрирования. При длительном и однонаправленном истечении растворов из периферических зон в центральные происходит изменение форм нахождения и извлечение рудных элементов из периферических зон и

их перемещение в центральные. В последних осуществляется резко неравномерное распределение рудных элементов и их накопление вплоть до образования месторождений вблизи границы раздела с периферическими зонами. Такой механизм рудоконцентрирования поддается количественному учету. На этой основе могут быть разработаны приемы количественной оценки прогнозных запасов ожидаемого оруденения.

### **О количественном прогнозировании**

Среди разнообразных методов количественного подхода к оценке прогнозных запасов особое место принадлежит геохимическим методам, положительные стороны которых обусловлены объективностью и параметричностью геохимической информации, общностью критериев для различных рудных формаций и геологических обстановок их проявления. Геохимические методы прогнозирования базируются на принципе глубокой взаимосвязи рассеяния и концентрирования химических элементов в земной коре, что, по сути дела, есть геохимическое выражение металлогенической концепции Ю. А. Билибина о взаимосвязи и взаимообусловленности рудообразования со всей совокупностью геологических процессов осадконакопления, магматизма и метаморфизма в их исторической последовательности.

Взаимосвязь рассеянного и концентрированного состояний элементов выражается в первую очередь в существовании эмпирической зависимости между мировыми ресурсами руд и средними содержаниями соответствующих элементов в земной коре [Овчинников Л. Н., 1971 г.; Квятковский Е. М., 1977 г.; Mckelvey V. E., 1960 г.; Erickson R. L., 1973, и др.]. Эту зависимость оказалось возможным уточнить для отдельных блоков земной коры, для металлогенических провинций, рудных районов, узлов и полей, т. е. для полной совокупности масштабов прогнозно-металлогенических исследований [Геохимический способ..., 1979]. В частности, Е. В. Плющевым и В. В. Шатовым [1978 г.] разработан способ прогнозных оценок возможных запасов в рамках РМФ.

Рассмотрим в качестве примера пропилит-березитовую РМФ, представленную сопряженными в пространстве и во времени зонами пропилитизации (новообразование эпидота, хлорита, карбоната) и березитизации (проявление кварц-серицитовой ассоциации с более поздними выделениями железистого хлорита и карбоната). Площадь каждой из сопряженных зон обозначим  $S^a$  и  $S^b$  соответственно. Каждую площадь разобьем на участки, занятые исходными породами определенного вида  $S_1, S_2, \dots, S_i, \dots, S_n$ . Породы каждого вида в соответствующей зоне могут быть замещены новообразованными ассоциациями в различной степени: слабо (с) — 5—10 % новообразований, умеренно (у) — 10—15 %, значительно (з) — 15—20 %, интенсивно (и) — 20—80 %, полно (м) — 80—100 %. Площадь, занимаемая  $i$ -й разновидностью ис-

ходных пород в соответствующей зоне изменения  $S_i^{n,6}$ , разделяется на части с различной степенью изменения:

$$S_i = S_{ic} + S_{iy} + S_{in} + S_{im} = 100\%.$$

В каждой разновидности пород, замещенной в той или иной степени, соответствующими новообразованиями, определяется среднее содержание интересующего нас металла  $C_{ic}$ ,  $C_{iy}$ ,  $C_{in}$ ,  $C_{im}$ , а также приращение этих содержаний  $\Delta C_i$  по сравнению с содержанием в неизменных породах  $C_{in}$  того же вида:  $\Delta C_{ic} = C_{ic} - C_{in}$ , ...,  $\Delta C_{im} = C_{im} - C_{in}$ . При этом за среднее содержание в неизменных породах  $i$ -го вида принимается  $C_{in} = (C_{ic}^n + C_{ic}^6)/2$ , где  $C_{ic}^n$  и  $C_{ic}^6$  — средние содержания в слабо пропилитизированных и слабо березитизированных породах  $i$ -го вида соответственно. По этим данным рассчитывается вначале средневзвешенный по площади коэффициент привноса—выноса металла из каждой разновидности исходных пород в обеих зонах:

$$Z_i = (\Delta C_{ic}S_{ic} + \Delta C_{iy}S_{iy} + \Delta C_{in}S_{in} + \Delta C_{im}S_{im})/100,$$

а затем коэффициент привноса—выноса для каждой зоны в целом:

$$Z^n = \frac{1}{S^n} \sum Z_i^n S_i^n, \quad Z^6 = \frac{1}{S^6} \sum Z_i^6 S_i^6.$$

Если  $Z$  отрицательна, то соответствующая метасоматическая зона характеризуется выносом металла, если положительна, то мы имеем дело с зоной привноса.

Зная значения  $S^n$  и  $S^6$ ,  $Z^n$  и  $Z^6$  (со своими знаками), можно рассчитать общее количество металла  $P$ , тыс. т, перемещенное из одной метасоматической зоны в другую, если определить среднюю плотность пород  $\delta$ :  $P = Z\delta SH$ , где  $SH$  — объем метасоматической зоны, км<sup>3</sup>. Среди этих величин обычно самой неопределенной является  $H$ , которая может колебаться от первых сотен метров до первых километров. В дальнейших расчетах принято  $H = 1$  км,  $\rho = 2,5$  г/см<sup>3</sup>.

Рис. 23 иллюстрирует конкретные соотношения пропилитовой и березитовой зон и их площадные и геохимические параметры при принятых ограничениях. Следует обратить внимание на низкие значения коэффициентов выноса  $Z^- = -0,6$  г/т и привноса  $Z^+ = 0,7$  г/т, что составляет различие в средних содержаниях по зонам в целом 1,3 г/т в условиях большой неоднородности распределения частных значений. Только тщательный и детальный анализ распределения содержаний в зависимости от вида исходных пород, характера и степени их изменения позволяет достоверно оценить коэффициенты привноса—выноса и общее количество перемещенного металла.

Опыт подобных исследований показывает: во многих случаях величина  $P^- \approx P^+ = P$ , т. е. количество металла, извлеченного из зоны выноса  $P^-$ , приблизительно равно количеству металла,

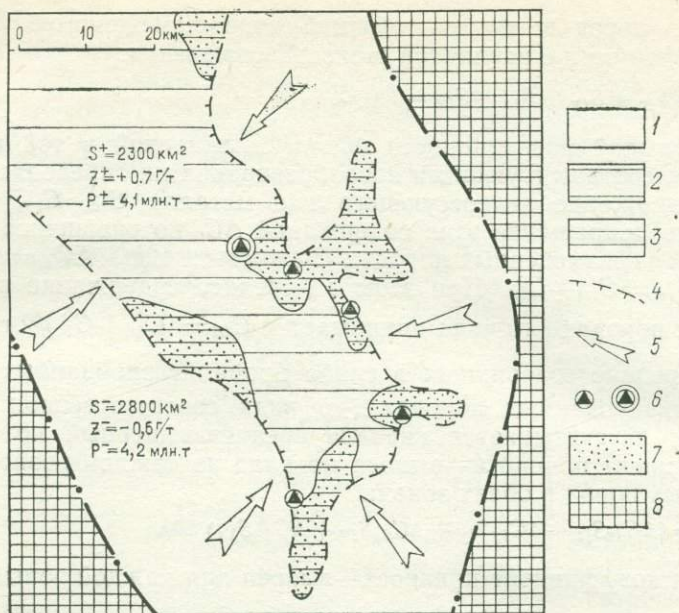


Рис. 23. Макет подсчета прогнозных запасов в потенциально рудном районе.

1—3 — сопряженные зоны пропилит-березитовой РМФ: 1 — пропилитизации, 2 — аргиллизации, 3 — березитизации; 4 — щелочно-кислотный геохимический барьер; 5 — направление миграции металлов из зоны выноса в зоны привноса; 6 — гидротермальные месторождения и рудопроявления данных металлов; 7 — барьерная зона ореольного накопления металлов; 8 — зоны развития других РМФ.

привнесенного в зону привноса  $P^+$ , что и определяет количество перемещенного металла  $P$ . Точность расчета такова (неопределенность величины  $H$ , случайность эрозионного среза и т. п.), что разность между величинами  $P^-$  и  $P^+$  находится в пределах ошибки измерения. Тем не менее вполне логично предполагать, что в условиях направленного перемещения металла из зоны пропилитизации (зоны выноса) в зону березитизации (зону привноса) какая-то часть металла должна задержаться вблизи границы этих зон и накопиться в структурных и других ловушках. Ясно, что эта часть металла, сконцентрированная до рудных кондиций, должна быть много меньше абсолютного значения величины  $P$ .

Можно допустить существование приближенной обратной зависимости между степенью концентрации металла и его количеством:

$$\Theta C_p \approx PC_{\kappa}$$

где  $\Theta$  — количество металла в рудных концентрациях (потенциальные запасы, тыс. т);  $C_p$  — рудная кондиция на концентрацию, %;  $P$  — количество металла, перемещенного в ходе метасома-

тоза;  $C_k$  — содержание металла в рудовмещающей зоне березитизации, %.

Тогда

$$\theta \approx \frac{C_k}{C_p} P.$$

В приведенном примере  $C_k = 5 \cdot 10^{-4}$  %,  $C_p = 1 \cdot 10^{-1}$  %,  $P = 4200$  тыс. т. Отсюда  $\theta = 21$  тыс. т. Следовательно, прогнозные запасы анализируемого металла в данном районе (рис. 23) оцениваются в 21 тыс. т.

Таким образом, целенаправленное геохимическое изучение пород в рамках соответствующих РМФ раскрывает дополнительные возможности использования гидротермально-метасоматических образований в прогнозно-металлогенических целях. При этом выявляется большое число объективно измеряемых параметров, которые могут быть разнообразно применены в практических целях. Часть из них может использоваться как самостоятельные критерии прогнозирования вне зависимости от рассмотренного приема ориентировочной оценки прогнозных запасов. Это касается площадных параметров и их соотношений, указывающих на масштабы проявления гидротермальной деятельности и на сохранность ее продуктов (размер эрозионного среза). Важную роль в прогнозировании может играть и соотношение значений средневзвешенных коэффициентов выноса—привноса. Все эти данные позволяют расширить арсенал средств использования гидротермально измененных пород для прогнозно-металлогенических построений.

Однако нельзя не обратить внимание и на существенные теоретические следствия, вытекающие из совместного количественного анализа геохимических и метасоматических данных. На многих конкретных примерах мы убедились в сохранении баланса, выраженного соотношением  $S^-Z^- \approx S^+Z^+ = \text{const}$ . В связи с тем что  $S$  измеряется сотнями и первыми тысячами квадратных километров, а  $Z$  имеет близкларковое значение, это соотношение указывает на региональный эпигенетический процесс направленной малоинтенсивной миграции весьма значительных количеств химических элементов. Этот процесс осуществляется в рамках РМФ и тем самым является дополнительным подтверждением их существования, а также, и это главное, вскрывает природу их рудоносности. В этих положениях можно увидеть глубокое генетическое единство становления и локальных процессов рудоконцентрирования, представляющих собой эпизод на фоне значительно более грандиозного перемещения соответствующих металлов.

В заключение может быть сформулирована в наиболее общем виде гипотеза внутрикорового гидротермального рудообразования, являющаяся связующим основанием изложенных в предыдущих главах положений по содержанию и методике изучения гидротермально-метасоматических образований.

## К гипотезе внутрикорового гидротермального рудообразования

Гидротермальная деятельность в истории развития подвижной области проявляется в виде совокупности геологически обособленных гидротермальных процессов, имеющих обширные, но пространственно ограниченные ареалы распространения и длительный период направленного развития. При этом под направленным развитием отдельно взятого гидротермального процесса понимается термодинамически регрессивная последовательность стадий и щелочно-кислотная упорядоченность зон.

Длительность геологически обособленного гидротермального процесса оценивается в единицы и десятки миллионов лет, хотя не исключается возможность ускоренного развития процесса, его недоразвитость или преждевременное прекращение за счет изменения внешних условий. Каждый обособленный гидротермальный процесс обусловлен определенным геологическим событием в истории развития подвижной области:

а) внедрением плутонов в относительно холодные и в большей или меньшей степени обводненные породы верхних слоев литосферы;

б) становлением осадочно-вулканических депрессий с захоронением в их недрах седиментогенных, инфильтрагенных вод и больших объемов нагретого вулканического материала, обогащенного магматическими эманациями (так называемые флюидопорфиновые комплексы вулканитов);

в) тектоническими перестройками и вскрытием разломами, разграничивающими блоки различной истории развития, нижних термальных уровней подземной гидросферы;

г) возможно, другими событиями, менее изученными в настоящее время.

Таким образом, гидротермальные процессы и отвечающие им региональные метасоматические формации подразделяются по происхождению на плутоногенные, вулканогенные и тектоногенные.

Вне зависимости от происхождения обособленный гидротермальный процесс можно рассматривать как стационарно функционирующую в условиях термобароградиентного поля гидродинамическую систему, обеспечивающую направленное перемещение газово-жидких, преимущественно водных, в различной степени нагретых растворов главным образом в восходящем направлении. При этом на отдельных участках может преобладать латеральное, иногда нисходящее движение растворов или их излияние на субаквальную или субаэральную поверхность. В строении такой гидродинамической системы предусматривается существование своеобразных областей питания (периферические зоны РМФ) и областей разгрузки (центральные зоны РМФ).

Ранее нами рассмотрено четыре типа таких систем, выраженных определенными сочетаниями метасоматических зон и имеющих принципиально различные геологические условия проявления.



1. Внутринтрузивные системы, функционирующие в недрах остывающей интрузии за счет постмагматических растворов, отделяющихся в ходе кристаллизации расплава. При этом в областях разгрузки этих систем (зоны грейзенов, фельдшпатитов и др.) реализуется геохимическая специализация соответствующих магматических расплавов.

2. Околоинтрузивные системы возникают и развиваются в ореоле контактового прогрева интрузии за счет седиментогенных и инфильтратогенных вод вмещающих пород, активизированных теплом и эманациями интрузии. Эти системы реализуют в надынтрузивных областях разгрузки (зоны березитов, вторичных кварцитов и др.) геохимическую специализацию главным образом вмещающих пород, захваченных ореолом контактового прогрева.

3. Депрессионно-поствулканические системы образуются в осадочно-вулканогенных депрессиях, претерпевших кальдерообразование, накопление игнимбритов или иные преобразования. Рудоносные гидротермальные растворы формируются в глубоких высоконагретых частях депрессий за счет взаимодействия жидкой фазы смешанного происхождения с флюидо-порфирированными комплексами вулканитов, обогащенных минерализаторами и рудными элементами. Разгрузка систем (зоны аргиллизитов, вторичных кварцитов и др.) происходит главным образом после внедрения поздних экструзий, тектонических перестроек и вскрытия разломами глубоких частей депрессионных структур.

4. Амагматические приразломные системы действуют в период пауз магматической активности и стабилизации тектонического режима после очередной перестройки структурного плана. Они возникают на границах блоков преимущественно геоантиклинального развития с приразломными молассоидными впадинами или субплатформенными мульдами. Области питания являются зоны приразломной пропилитизации, мобилизующие сверхкларковые количества рудных элементов из перерабатываемых пород. Области разгрузки представлены зонами березитизации, иногда с подчиненными альбититами, где реализуется геохимическая специализация, проявленная в пропилитовых зонах.

5. Существуют и другие гидродинамические системы, еще недостаточно изученные с позиций региональной метасоматической зональности.

Типы гидродинамических систем в своем структурно-вещественном выражении и взаимосвязи с определенным геологическим событием определяют выделяемые нами региональные метасоматические формации. Во всех случаях природа рудоносности этих подразделений имеет общее выражение: элементы, мобилизуемые в периферических зонах, отлагаются в сопряженных центральных зонах единой РМФ. Этот региональный процесс, периодически проявляющийся в развитии подвижных областей земной коры, обеспечивает дополнительную эпигенетическую дифференциацию вещества по сравнению с процессами седиментогенеза и магматизма, создающими его сингенетическую дифференциацию. Тем

самым в эволюции земной коры в направлении усложнения и возрастающей дифференциации вещества рассматриваемые сингенетические и эпигенетические процессы являются закономерными последовательными этапами. Это положение вскрывает природу глубокой и обязательной взаимосвязи геохимических и металлогенических провинций, сингенетически обогащенных комплексов пород и более поздних гидротермальных месторождений, что особенно подчеркнуто в работах А. И. Тугаринова [1963 г.] и А. А. Смыслова [1975 г.]. Естественно, что это положение относится к элементам преимущественно внутрикоровой миграции, а следовательно, и месторождениям, занимающим определенное положение в синхронных РМФ.

Таким образом, гипотеза внутрикорового гидротермального рудообразования предполагает:

1) существование сингенетически обогащенных рудными элементами специализированных комплексов осадочных и магматических пород;

2) вовлечение этих пород в ареалы региональных гидротермально-метасоматических преобразований соответствующей формационной принадлежности;

3) перемещение в ходе этих преобразований из периферических в центральные зоны РМФ таких количеств металла, которые на несколько порядков превышают имеющие практический интерес запасы металла в рудных концентрациях;

4) наличие вблизи границ периферических и центральных зон геологических структур повышенной проницаемости, способных вместить необходимые запасы руд;

5) существование локальных благоприятных условий для рудонакопления в потенциальной рудовмещающей структуре;

6) учет факторов возможного последующего разрушения сформированного оруденения за счет наложенных магматических, метаморфических, гидротермально-метасоматических или других эпигенетических и механических явлений.

Все эти положения поддаются непосредственному учету при изучении гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления с использованием методических приемов, изложенных в предыдущих главах. Таким образом, предлагаемый подход к изучению гидротермально-метасоматических образований можно рассматривать в качестве существенной, а с нашей точки зрения, необходимой составной части прогнозно-металлогенических исследований. В то же время следует подчеркнуть, что в данной книге не ставится задача обоснования геохимических и металлогенических аспектов гидротермального метасоматизма. Это задача специальной работы, планируемой в будущем.

Подводя итог изложенному, следует еще раз подчеркнуть, что в работе рассмотрен в целом новый методический подход к изучению гидротермально-метасоматических образований. Его принципиальная новизна заключается в вовлечении в сферу исследований рассеянной эпигенетической минерализации и выявлении на этой основе ранее не отмечавшегося природного явления — региональной гидротермально-метасоматической зональности. Поэтому в привычное понятие «гидротермально-метасоматические образования» вкладывается значительно более широкое содержание, охватывающее генетически единую совокупность природных проявлений, в которой гидротермальные жилы и полнопроявленные метасоматические тела являются лишь мало распространенными составными частями.

Вполне понятным следствием такого положения явилась необходимость пересмотра основ систематики гидротермально-метасоматических образований. В качестве базисного объекта изучения выделены статистически устойчивые ассоциации эпигенетических минералов, которые могут проявляться как в концентрированной (разнообразные гидротермалиты), так и в рассеянной (соответствующие эпипоры) форме.

Систематика отмеченных минеральных ассоциаций основывается на структурно-вещественных признаках, что тождественно петрографическому определению видов гидротермальных пород. Структурно-вещественная классификация гидротермалитов построена по принципам периодической системы, что позволяет прогнозировать еще не выделенные виды и разновидности. Видовые признаки статистически

устойчивых ассоциаций эпигенетических минералов положены в основу методики картирования гидротермально-метасоматических образований в полном объеме их проявления.

Физико-химический или петрологический подход к изучению гидротермально-метасоматических образований, всесторонне освещенный в литературе, рассмотрен нами схематично для уточнения его места в общем комплексе исследований. В качестве физико-химических моделей природных тел в настоящее время выделяются локальные метасоматические формации, характеризующиеся наборами метасоматических колонок. Используя в качестве основополагающей классификацию ЛМФ, разработанную В. А. Жариковым и Б. И. Омеляненко [1978], авторы предлагают свой вариант классификационной таблицы, построенной, как и классификация гидротермалитов, на принципах периодической системы.

Геологические условия проявления и происхождение гидротермально-метасоматических образований лежат в основе выделения и классификации РМФ. Эти подразделения представляют собой естественные и целостные сообщества гидротермально-метасоматических образований, порожденных единым геологическим событием. Они соразмерны с индивидуальным проявлением других региональных геологических формаций (осадочных, магматических, и др.), и их взаимоотношения могут изучаться методами геологического картирования при совмещении на одних картах. РМФ, объединяющие геологически синхронные проявления гидротермальной деятельности (в том числе месторождения) в ареале своего распространения, являются главными металлогеническими категориями данного генетического класса.

Таким образом, разработанный методический подход к изучению гидротермально-метасоматических образований сводится к выделению РМФ и исследованию их внутренней неоднородности, включая локальные тела полнопроявленных гидротермалитов. Новизна этого подхода предопределяет и слабые стороны предлагаемой методики. Она требует специалистов нового и достаточно широкого профиля, увеличения трудовых и материально-технических затрат, а также (и это главное) накопления опыта подобных исследований.

Из числа вопросов, на которые надо обратить особое внимание, отметим следующие.

1. Тщательное систематическое описание на базе картирования новых видов РМФ и в первую очередь менее изученных вулканогенного и тектоногенного классов.

2. Выявление роли щелочно-кислотных барьеров, разграничивающих периферические и центральные зоны РМФ, в локализации рудных месторождений.

3. Изучение концентрационной зональности и ее картирование при крупных и детальном масштабах работ.

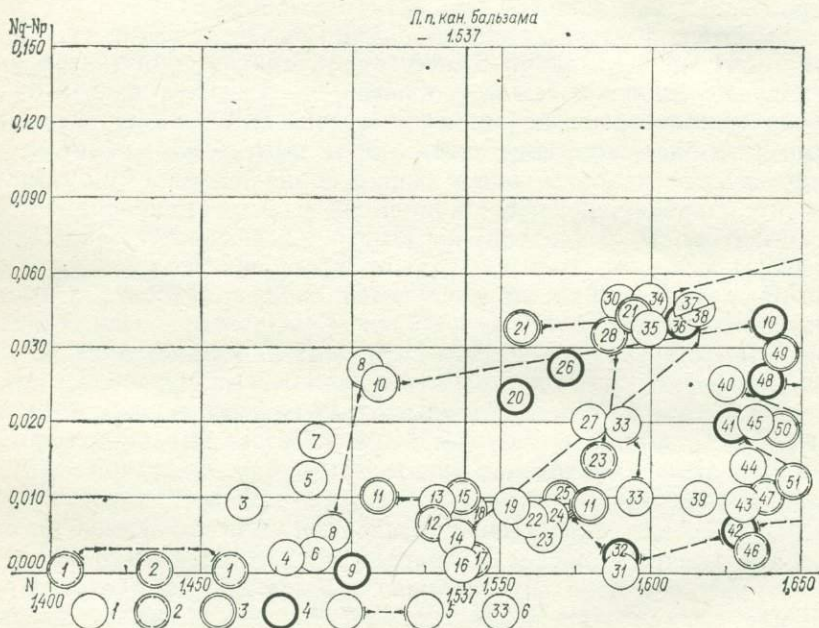
4. Изучение геохимических следствий слабых изменений регионального распространения.

Настоящая практическая отдача от комплексного изучения гидротермально-метасоматических образований с учетом зон слабых изменений наступит при широком и планомерном использовании рассмотренной методики на всех этапах геологоразведочных работ, при параллельном накоплении опыта и обоснованности отмеченных закономерностей. На этом пути мы видим реальность перехода от предсказания участков возможного нахождения гидротермальных месторождений к их целенаправленному отысканию методом последовательного приближения.

ПРИЛОЖЕНИЕ

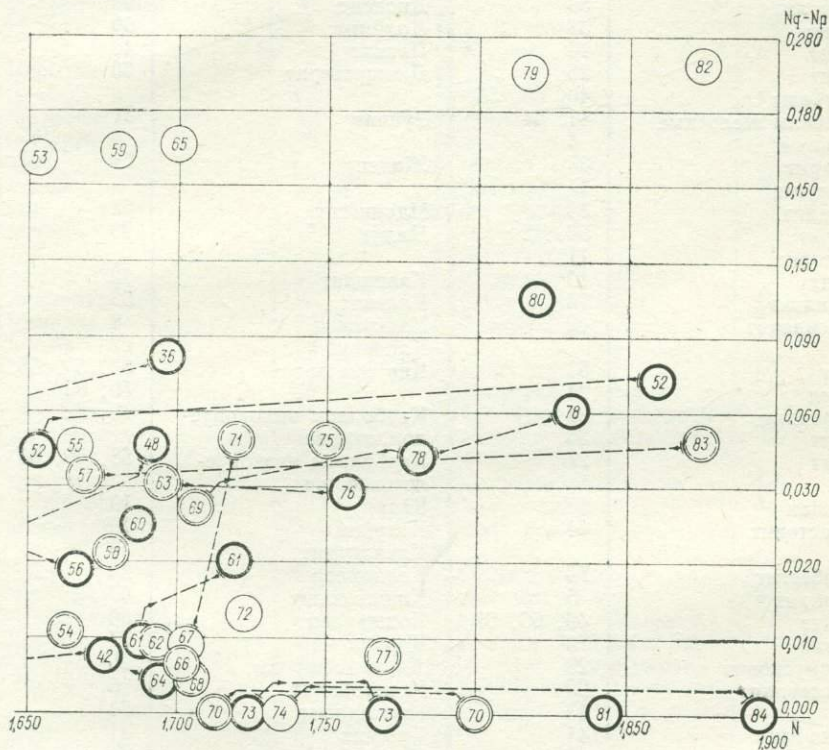
КЛЮЧ К ДИАГНОСТИЧЕСКОЙ ТАБЛИЦЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МИНЕ

1—4 — окраска минералов в проходящем свете без анализатора: 1 — всегда бесцветные, 2 — окрашенные; 5 — пределы изменения оптических свойств минералов переменного состава; 6 — кристобалит, 7 — цеолиты ромбические, 8 — канкрилит, 15 — альбит, 16 — апофиллит, 17 — нефелин, 18 — халцедон, кварцин, 19 — кварц, 20 — альные, 26 — цинвальдит, 27 — брусит, 28 — мусковит, серицит, 29 — гидромусковит, гидропирофиллит, 35 — парагонит, 36 — биотит, 37 — ангидрит, 38 — мейонит, 39 — топаз, 40 — трепрентит, 46 — апатит, 47 — андалузит, 48 — турмалин, 49 — гумит, 50 — роговая обманка, форстерит, 58 — силлиманит, 59 — доломит, 60 — дюмортьерит, 61 — пумпеллит, 62 — аксиан, 69 — авгит, 70 — шпинель, 71 — эпидот, 72 — родонит, 73 — гельвин, 74 — гроссуляр, 81 — уваровит, 82 — сидерит, 83 — фаялит, 84 — андрадит.



# РАЛОВ.

обычно бесцветные, реже окрашенные, 3 — обычно окрашенные, реже бесцветные, 4 — всегда  
 6 — номер минерала в таблице: 1 — опал, 2 — флюорит, 3 — цеолиты тригональные, 4 —  
 нит, 9 — лазурит, 10 — монтмориллонит, 11 — серпентин, 12 — калишпат, 13 — гипс, 14 — мариа-  
 лепидолит, 21 — флогопит, 22 — каолинит, 23 — диккит, 24 — берилл, 25 — хлориты магнизи-  
 серицит, 30 — тальк, 31 — зунит, 32 — хлориты магнизиально-железистые, 33 — алунит, 34 —  
 молит, 41 — глаукофан, 42 — хлориты железистые, 43 — целестин, 44 — волластонит, 45 —  
 51 — барит, 52 — иддингсит, 53 — кальцит, 54 — жадеит, 55 — датолит, 56 — актинолит, 57 —  
 нит, 63 — диопсид, 64 — рибекит, 65 — магнетит, 66 — цонзит, 67 — клиноцонзит, 68 — везу-  
 75 — диаспор, 76 — геденбергит, 77 — корунд, 78 — эгирин, 79 — родохрозит, 80 — ярозит,



Минералы и их разновидности	Номер к таблице	Минералы и их разновидности	Номер к таблице
Авгит	69	Диабантит	32
Адуляр	12	Диаспор	75
Аксинит	62	Диксит	23
Актинолит	56	Диопсид	63
Алунит	33	Доломит	59
Альбит	15	Дравит	48
Амезит	25	Дюмортьерит	60
Амфиболы	40, 50, 56		
Амфиболы щелочные	41, 64	Зуннит	31
Анальцит	4		
Ангидрит	37	Жадеит	54
Андалузит	47		
Андрадит	84	Иддингсит	52
Анкерит	53, 82	Иллит	29
Антигорит	11		
Апатит	46	Калишпат	12
Апофиллит	16	Кальцит	53
Афросидерит	42	Канкринит	8
		Каолинит	22
Барит	51	Карбонаты	53, 59, 65,
Берилл	24		79, 82
Бертрандит	24	Карбонаты высокопре-	79, 82
Биотит	36	ломляющие	
Брусит	27	Карбонаты низкопре-	53, 59, 65
		ломляющие	
Везувиан	68	Кварц	19
Волластонит	44	Кварцин	18
		Клиногумит	49
Геденбергит	76	Клинохлор	25
Гейландит	5	Клиноцоизит	67
Геленит	46, 66, 68	Кокшаровит	50
Гельвин	73	Корунд	77
Гидромусковит	29	Корундофиллит	25
Гидросерицит	29	Кристобалит	6
Гипс	13	Крокидолит	64
Глаукофан	41	Кроссит	41
Глаукофан-асбест	41	Ксантофиллит	25, 32
Гранаты	74, 81, 84		
Гроссуляр	74	Лазурит	9
Гумит	49	Лепидолит	20
		Лепидомелан	36
Датолит	55	Ломонит	5
Давсонит	53	Лотрит	61
Данбурит	55	Ляпис-лазурь	9
Дафнит	42		
Делессит	32	Магнезит	65
Десмин	5	Мариялит	14

Минералы и их разновидности	Номер к таблице	Минералы и их разновидности	Номер к таблице
Мейонит	8	Топаз	39
Мелилит	66, 68	Тремолит	40
Мервинит	66, 68	Тулит	66
Микроклин	2	Турмалин	48
Монтичеллит	6, 68	Тюрингит	42
Монтмориллонит	0		
Мусковит	8	Уваровит	81
		Уралит	50
Натролит	7		
Нефелин	17	Фассаит	69
Нонтронит	10	Фаялит	83
Норбергит	49	Фенакит	24
		Фенгит	28
Оливины	57, 83	Фибролит	58
Опал	1	Филлипсит	5
Ортоклаз	12	Флогопит	21
		Флюорит	2
Парагонит	35	Форстерит	57
Паргасит	50	Франколит	46
Периклаз	70, 74, 84	Фуксит	28
Пеннин	25		
Пироксены	54, 63, 69,	Халцедон	18
	76, 78	Хлориты	25, 32, 42
Пирофиллит	34	Хлориты магниезиальные	25
Плагиоклазы	15	Хлориты магниезиально-	32
Пренит	45	железистые	
Прохлорит	25	Хлориты железистые	42
Пумпеллит	61	Хондродит	49
Пьемонтит	71	Хризотил	11
Рибекит	64	Целестин	43
Рипидолит	32	Цеолиты	3, 5, 7
Роговая обманка	50	Цеолиты тригональные	3
Родонит	72	Цеолиты моноклинные	5
Родохрозит	79	Цеолиты ромбические	7
Родусит	41	Циннвальдит	26
		Цонзит	66
Салит	63, 76		
Серицит	28	Шабазит	3
Серпентин	11	Шамозит	42
Серпофит	11	Шерл	48
Сидерит	82	Шпинель	70
Сидерофиллит	36		
Силлиманит	58	Эгирин	78
Скаполиты	14, 38	Эльбаит	48
Сколейцит	5	Эпидот	71
Содалиты	9		
		Ярозит	80
Тальк	30		
Томсонит	7		



ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ТАБЛИЦЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
А. Минералы с показателем преломления ниже либо близким				
1	Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ; аморфный	Бесцветный, иногда мутный, желтоватый или красноватый; не плеохроирует	$N = 1,40 \div 1,46$	Кристаллы и спайность отсутствуют
2	Флюорит $\text{CaF}_2$ ; кубический	Бесцветный, иногда окрашен в фиолетовый цвет, окраска распределяется зонально либо пятнисто; не плеохроирует	$N = 1,434$	Зерна неправильной формы; ясная пересекающаяся спайность
3	Шабазит (группа тригональных цеолитов) $(\text{Ca}, \text{Na}_2) \times$ $\times [\text{AlSi}_2\text{O}_6]_2 \times$ $\times 6\text{H}_2\text{O}$ ;	Бесцветный, иногда мутный	$N_g = 1,465 \div 1,490$ ; $N_p = 1,464 \div 1,485$	Ромбоэдрические кристаллы с хорошей пересекающейся спайностью
4	Анальцим $\text{Na} [\text{AlSi}_2\text{O}_6] \times$ $\times \text{H}_2\text{O}$ ; псевдокубический	Бесцветный	$N = 1,479 \div 1,489$	Кристаллы изометрической формы; спайность ясная в одном направлении
5	Десмин, сколецит, ломонит, гейландит, филлипсит (группа моноклиновых цеолитов) $(\text{K}, \text{Ca}, \text{Na}) \times$ $\times [\text{Al}_x\text{Si}_y\text{O}_z] \times$ $\times n\text{H}_2\text{O}$	Бесцветные, иногда мутные	$N_g = 1,486 \div 1,525$ ; $N_p = 1,483 \div 1,513$	Призматические и игольчатые кристаллы, волокнистые образования; хорошая пересекающаяся спайность, реже в одном направлении
6	Кристобалит $\text{SiO}_2$ ; псевдокубический	Бесцветный	$N_g = 1,487$ ; $N_p = 1,484$	Кристаллы изометрической формы, скелетные, пластинчатые, а также игольчатые и волокнистые; спайности нет

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла 2V; двойники			

показателю преломления канадского бальзама (1.537)

Изотропный, иногда слабо двупреломляет вследствие перехода в кристобалит	Обособления неправильной формы, в которых нередко хорошо видна структура замещенных опалом пород	Аргиллизиты, джаспероиды, опалиты	Флюорит (2), вулканическое стекло, минералы группы содалита (9)
Изотропный	Ксенобласты, зернистые агрегаты моно- и полиминеральные прожилки	Грейзены, грейзеноиды, аргиллизиты, полевошпатовые метасоматиты	Опал (1), вулканическое стекло, минералы группы содалита (9), анальцим (4), зуннит (31)
Двупр. 1—9; оптический знак не постоянен; угол 2 V очень мал	Выполняет пустоты (миндалины, открытые трещинки); агрегаты изометрических зерен	Пропилиты, фельдшпатиты, пропилитоиды	Калишпат (12), анальцим (4), апофиллит (16)
Изотропный; иногда обнаруживает слабое двупр. ~1	Выполняет пустоты; псевдоморфозы по лейциту, содалиту и нефелину		Флюорит (2), минералы группы содалита (9)
Двупр. 3—13; погасание относительно удлинения косое; другие константы варьируют в широких пределах	Выполняет пустоты (миндалины, открытые трещинки); радиально-лучистые агрегаты, сферолитовые образования	Пропилиты, фельдшпатиты, пропилитоиды	Калишпат (12), анальцим (4), апофиллит (16)
Двупр. 3; одноосный отрицательный; знак удлинения и угол погасания не постоянны	Выполняет пустоты (миндалины, открытые трещинки); сферолиты, концентрически-зональные полиминеральные агрегаты	Аргиллизиты, опалиты	Опал (1), анальцим (4)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
7	Натролит, томсонит (группа ромбических цеолитов) (Ca, Na) $[Al_xSi_yO_z] \cdot nH_2O$	Бесцветные, иногда мутные	$Ng = 1,489 \div 1,545$ ; $Np = 1,475 \div 1,530$	Призматические и игольчатые кристаллы, волокнистые образования, листочки; хорошая и совершенная спайность, пересекающаяся под углом $90^\circ$
8	Канкринит $Na_6Ca [AlSiO_4]_6 [CO_3 \cdot SO_4] \cdot nH_2O$ ; гексагональный	Бесцветный	$Ng = 1,493 \div 1,524$ ; $Np = 1,491 \div 1,502$	Зерна неправильной формы, реже короткостолбчатые кристаллы; пересекающаяся совершенная спайность
9	Лазурит (ляпислазурь) (группа содалита) $(Na, Ca)_{4-8} \times [AlSiO_4]_6 \times [SO_4, Cl, S]$ ; кубический	Синий	$N = 1,5$	Неправильные зерна; спайность несовершенная
10	Монтмориллонит $m \{Mg_3 \times [Si_4O_{10}] \times [OH]_2\} p \times \{(Fe, Al)_2 \times [Si_4O_{10}] \times [OH]_2\} \times nH_2O$ ; моноклинный	Бесцветный	$Ng = 1,510$ ; $Np = 1,485$	Шестиугольные таблички, чешуйки; пересекающаяся спайность, совершенная в одном направлении, ясная в другом

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Выполняют пустоты (миндалины, открытые трещины); радиальнолучистые агрегаты, сферолитовые образования	Пропилиты, фельдшпатиты, пропилитоиды	Калишпат (12), анальцим (4), апофиллит (16)
Двупр. 6—20; двухосные положительные ( $2V = 47 \div 75^\circ$ ); знак удлинения у томсонита не постоянен, у натролита положительный; погасание прямое (относительно удлинения), прямое и косое (относительно спайности)	Замещает зерна нефелина	Фениты, фельдшпатиты	Цеолиты (3, 5, 7); мусковит (28)
Двупр. 5—26; одноосный отрицательный	Изотропный	Зернистые агрегаты в известняках и доломитах, мелкие включения в современных лавах	Другие минералы группы содалита (преимущественно магматические)
Двупр. 25; двухосный $2V = 7 \div 25^\circ$ отрицательный	Выполняет пустоты, трещинки; слагает сферические образования и агрегатные псевдоморфозы	Аргиллизиты, гидросерицитовые березиты, аргиллизитоиды	Серицит (28); изоморфно переходит в нонтронит с постепенным изменением оптических свойств ( $Ng = 1,510-1,640$ ; $Np = 1,485-1,600$ ; двупр. 25—40; окраска от бесцветной до желтовато-зеленой)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
11	Серпентин $Mg [Si_4O_{10}] \times [OH]_8$ ; разновидности: волокнистая — хризотил, пластинчатая — антигорит, скрытокристаллическая — серпофит; моноклинный	Светло-зеленый, желтоватый, часто бесцветный; плеохроизм либо слабый, либо отсутствует	$N_g = 1,511 \div 1,580$ ; $N_p = 1,493 \div 1,564$	Волокнистые, пластинчатые и скрытокристаллические агрегаты
12	Калишпат $K [AlSi_3O_8]$ ; ортоклаз моноклинный, микроклин триклинный, адуляр (разновидность ортоклаза)	Бесцветные, иногда бурые, реже серые от газово-жидких и других микроскопических включений (пелитизация)	$N_g = 1,525 \div 1,530$ ; $N_p = 1,519 \div 1,522$	Таблитчатые кристаллы; хорошая спайность, пересекающаяся под углом $90^\circ$
13	Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ; моноклинный	Бесцветный	$N_g = 1,529$ ; $N_p = 1,520$	Таблитчатые кристаллы, волокнистые образования; пересекающаяся хорошая и совершенная спайность
14	Мариалит (группа скаполита) $Na_4 [AlSi_3O_8]_3 Cl$ ; тетрагональный	Бесцветный	$N_g = 1,533$ ; $N_p = 1,528$	Короткостолбчатые кристаллы с хорошей спайностью, пересекающейся под углом $90^\circ$

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники			
Двупр. 4—14, редко до 20; оптический знак меняется; угол $2V$ не постоянен; удлинение как положительное так и отрицательное	Кристаллические и скрытокристаллические сплошные мономинеральные массы; гомоосевые и агрегатные псевдоморфозы	Пропилиты, скарны, серпентиниты	Хлориты (25, 32, 42)
Двупр. 7; двухосные отрицательные; угол $2V$ меняется в широких пределах; для микроклина характерна решетчатая двойниковая структура	Идиобласты (часто ромбовидного габитуса), зерна неправильной формы, сферолиты, порфириобласты, бластопойкилитовые включения (хадакристаллы), прожилки, графические прорастания в кварце	В разнообразных парагенезисах	Некоторые моноклинные цеолиты (5)
Двупр. 9; двухосный положительный; $2V=58^\circ$	Выполняет пустоты; агрегаты зерен неправильной формы, нередко содержит посторонние включения	Вторичные кварциты, аргиллизиты, березиты	Цеолиты (3, 5, 7), каолинит (22), диксит (23); постепенно переходит в ангидрит (37)
Двупр. 5; одноосный положительный, с примесью мейонита отрицательный	Агрегаты зерен неправильной формы, нередко образующие подобие базального цемента, в который погружены другие минералы; выполняет пустоты в вулканических породах	Скарны, скарноиды	Некоторые цеолиты (3, 5, 7), апофиллит (16); изоморфно переходит в мейонит (38)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
15	Альбит (группа плагио- клаза) $\text{Na} [\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ ; триклинный	Бесцветный, иногда серый, либо бурый от посторо- нных микроско- пических включе- ний (пелитизация)	$N_g = 1,536$ ; $N_p = 1,526$	Таблитчатые кри- сталлы с хорошей спайностью, пере- секающейся под углом $86^\circ$
16	Апофиллит $\text{KCa}_4 [\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2 \times$ $\times \text{F}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ; тетрагональный	Бесцветный	$N_g = 1,536 \div$ $\div 1,544$ ; $N_p = 1,534 \div$ $\div 1,543$	Таблитчатые и столбчатые кри- сталлы с ясной пересекающейся спайностью
17	Нефелин $(\text{Na}, \text{K}) \times$ $\times [\text{AlSiO}_4]$ ; гексагональный	Бесцветный, иногда мутный, светло-серый	$N_g = 1,532 \div$ $\div 1,547$ ; $N_p = 1,529 \div$ $\div 1,542$	Зерна неправиль- ной формы, реже толстые гексаго- нальные таблички с ясной пересе- кающейся спайно- стью
18	Халцедон, кварцин $\text{SiO}_2$ ; скрытокристал- лическая разно- видность кварца	Бесцветные	$N_g = 1,539 \div$ $\div 1,543$ ; $N_p = 1,531 \div$ $\div 1,533$	Волокнистые агре- гаты

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Двупреломление (в тысячных); опти- ческий знак мине- рала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	
Двупр. 10; двухос- ный, положитель- ный; $2V=75^\circ$ ; ха- рактерны полисин- тетические двой- ники	Идиобласты, зер- на неправильной формы, агрегаты бостонитоподоб- ной структуры, ленточные пер- титы, гомоосевые и агрегатные псев- доморфозы по по- левым шпатам (с образованием по калишпату «шахматного» аль- бита)	В разнообразных парагенезисах	Ортоклаз (12), микроклин (12), жордиерит; изо- морфно переходит в анортит
Двупр. 1—2; одно- осный положитель- ный, иногда отри- цательный, нередко двуосный; погаса- ет участками	Выполняет пусто- ты (миндалины, открытые тре- щины)	Пропилиты, скарны	Цеолиты (3, 5, 7); анальцим (4)
Двупр. 3—5; одно- осный отрицатель- ный	Ксенобласты, идиобласты и ско- пления зерен не- правильной фор- мы, реже про- жилки	Фениты, фельдшпатиты	Цеолиты (3, 5, 7); калинатровые по- левые шпаты (12, 15); мариалит (14), апофиллит (16)
Двупр. 8—10; у халцедона удли- нение волокон от- рицательное, у кварцина — по- ложительное	Концентрически- зональные поли- и мономинераль- ные агрегаты; вы- полняют открытые трещины	Аргиллизиты, березиты, вторичные кварциты	Кварц (19)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности

## Б. Минералы с показателем преломления отчетливо выше

19	Кварц $\text{SiO}_2$ ; тригональный	Бесцветный, иногда имеет светло-серый оттенок от микроскопических жидких включений	$N_g = 1,533$ ; $N_p = 1,544$	Округлые либо удлиненные зерна; спайность отсутствует
20	Лепидолит $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_3 \times \text{AlO}_{10}] \times [\text{F}, \text{OH}]_2$ ; моноклинный	По $N_m-N_g$ розоватый, фиолетовый до бесцветного по $N_p$	$N_g = 1,558$ ; $N_p = 1,543$	Шестиугольные таблички, листочки с весьма совершенной спайностью в одном направлении
21	Флогопит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3 \times [\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] \times [\text{F}, \text{OH}]_2$ ; моноклинный	По $N_m, N_g$ желтоватый или коричневатый до бесцветного, по $N_p$ бесцветный	$N_g = 1,558 \div 1,597$ ; $N_p = 1,520 \div 1,550$	Шестиугольные таблички, листочки с весьма совершенной спайностью по одному направлению
22	Каолинит $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \times [\text{OH}]_8$ ; моноклинный	Бесцветный	$N_g = 1,560 \div 1,570$ ; $N_p = 1,553 \div 1,563$	Шестиугольные таблички с весьма совершенной спайностью по одному направлению
23	Диксит $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \times [\text{OH}]_8$ ; моноклинный	Бесцветный	$N_g = 1,566 \div 1,568$ ; $N_p = 1,560 \div 1,561$	Шестиугольные таблички с весьма совершенной спайностью по одному направлению

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	

## показателя преломления канадского бальзама (1,537)

Двупр. 9; одноосный положительный; удлинение положительное	Ксенобласты, реже идиобласты и их агрегаты, ойко-кристаллы, гребенчатые оторочки жеодок и трещинок, поли- и мономинеральные прожилки	Встречается в разнообразных парагенезисах	Несдвойникованные олигоклаз и кордиерит
Двупр. 22—32; отрицательный двухосный ( $2V = 10 \div 50^\circ$ ); гаснет практически прямо вдоль спайности $N_g$	Ксенобласты, идиобласты, чешуйчатые агрегаты	Грейзены	Флогопит (21), биотит (36)
Двупр. 38—47; двухосный ( $2V = 0 \div 20^\circ$ ) отрицательный; гаснет практически прямо вдоль спайности $N_g$	Хорошо образованные кристаллы и их агрегаты	Магнезиальные скарны, скарноиды	Мусковит (28), лепидолит (20), циннвальдит (26), биотит (36); изоморфно переходит в биотит (36)
Двупр. 6—7; двухосный ( $2V = 36 \div 50^\circ$ ); отрицательный; погасание практически прямое вдоль спайности $N_g$	Скопления червячковых кристаллов и скрытокристаллические агрегаты, выполняющие пустоты; гомоосевые псевдоморфозы по листочкам слюды, агрегатные псевдоморфозы	Аргиллизиты, вторичные кварциты, березиты гидросерицитовые	Диксит (23), гипс (13)
Двупр. 6; двухосный ( $2V = 50 \div 80^\circ$ ) положительный; с $N_p = 7 \div 13^\circ$	Агрегаты пластинчатых кристаллов, выполняющих пустоты; псевдоморфозы и метасоматические скопления реже скрытокристаллические массы	Аргиллизиты, вторичные кварциты, березиты гидросерицитовые	Каолинит (22), гипс (13)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
24	Берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ ; гексагональный	Бесцветный, редко бледно-желтый, зеленоватый и тогда плеохроирует	$N_g = 1,567 \div 1,594$ ; $N_p = 1,563 \div 1,586$	Призматические кристаллы; спайность отсутствует
25	Амезит, прохлорит, пеннин, корундофиллит, клинохлор (группа магнезиальных хлоритов) $(\text{Mg}, \text{Fe})_{6-p} \times \text{Al}_{2p}\text{Si}_{4-p} \times \text{O}_{10}[\text{OH}]_8$ ; моноклинные	Зеленые; плеохроизм слабый от зеленого по $N_g, Nm$ до бесцветного по $Np$	$Nm = 1,57 \div 1,62$	Шестиугольные таблички, листочки и червеобразные кристаллики с весьма совершенной спайностью по одному направлению
26	Циннвальдит $\text{KLiFeAl}[\text{Si}_3 \times \text{AlO}_{10}] \times [\text{F}, \text{OH}]_2$ ; моноклинный	Коричневато-серый до темно-коричневого по $Nm$ и $Ng$ до бесцветного по $Np$	$N_g = 1,580$ ; $N_p = 1,550$	Шестиугольные таблички, листочки с весьма совершенной спайностью в одном направлении
27	Брусит $\text{Mg}[\text{OH}]_2$ ; тригональный	Бесцветный	$N_g = 1,580 \div 1,585$ ; $N_p = 1,559 \div 1,566$	Неправильные таблички, волокнистые агрегаты; спайность весьма совершенная по одному направлению
28	Мусковит, серицит $\text{KA}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \times [\text{OH}, \text{F}]_2$ ; моноклинные; фуксит — хромсодержащая, фенгит — железо- и магнийсодержащая разновидности серицита	Бесцветные, иногда бледно-зеленые или бледно-желтые и тогда плеохроируют; фуксит зеленоватый, фенгит коричневатый	$N_g = 1,588 \div 1,624$ ; $N_p = 1,552 \div 1,570$	Шестиугольные таблички, листочки с весьма совершенной спайностью по одному направлению

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	
Двупр. 4—8; отрицательный иногда аномально двухосный ( $2V \leq 10^\circ$ ); удлинение отрицательное	Отдельные хорошо образованные кристаллы реже зернистые агрегаты	Грейзены, калишпатиты, альбититы	Андалузит (47), топаз (39)
Двупр. 3—12, иногда до 15 (амезит); характерны аномальные цвета интерференции; двухосные ( $2V = 0 \div 40^\circ$ ) положительными реже отрицательными; гаснут практически прямо	Агрегатные моно- и полиминеральные псевдоморфозы по темноцветным минералам, гомоосевые псевдоморфозы по биотиту; чешуйчатые, реже червячковые агрегаты; выполняют миндалины и прожилки	Пропилиты, березиты, фельдшпатиты	Серпентин (11), другие минералы группы хлорита (32, 42) и ксантофиллит
Двупр. 22—32; отрицательный двухосный ( $2V = 10 \div 50^\circ$ ); гаснет практически прямо вдоль спайности $N_g$	Ксенобласты, идиобласты, чешуйчатые агрегаты	Грейзены	Флогопит (21), биотит (36)
Двупр. 19—21; одноосный положительный вдоль спайности $Np$	Тонкие жилки, примазки по трещинкам в серпентинитах и доломитизированных известняках	Магнезиальные скарны	Мусковит (28), тальк (30), пирофиллит (34)
Двупр. 36—54; двухосный ( $2V = 35 \div 50^\circ$ , у фенгита $2V = 10 \div 25^\circ$ ); отрицательный; гаснет практически прямо вдоль спайности $Ng$	Мусковит и серицит имеют разнообразные формы выделения и различаются преимущественно размерами индивидов: мусковит $> 0,1$ мм, серицит $\leq 0,1$ мм	В разнообразных парагенезисах	Тальк (30), пирофиллит (34), парагонит (35), брусит (27), алуниит (33), скаполит (14, 38), ангидрит (37)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
29	Гидромусковит, гидросерицит (иллит) $KAl_2 [AlSi_3O_{10}] \times [OH, F]_2 \times nH_2O$ ; моноклинные	Бесцветные, иногда бледно-желтые от гидрокислов железа; не плеохроируют	Показатели преломления и двупреломление по мере увеличения степени гидратации приближаются к таковым у каолинита	Шестиугольные таблички, листочки с весьма совершенной спайностью по одному направлению
30	Тальк $Mg_3 [Si_4O_{10}] \times [OH]_2$ ; моноклинный	Бесцветный	$Ng = 1,589 \div 1,590$ ; $Np = 1,539 \div 1,545$	Шестиугольные таблички с весьма совершенной спайностью по одному направлению, изредка отмечаются волокнистые агрегаты
31	Зуннит $Al_{13}Si_5O_{20} \times [OH, F]_{18} Cl$ ; кубический	Бесцветный	$Ng = 1,589 \div 1,602$	Тетраэдрические и кубические кристаллы; слабая пересекающаяся спайность
32	Делессит, рипидолит, диабантит (группа магнетизально-железистых хлоритов) $(Fe, Mg)_{6-p} \times (Al, Fe)_{2p} Si_{4-p}O_{10} [OH]_8$ моноклинные	Плеохроизм умеренный в зеленых тонах	$Nm = 1,59 \div 1,63$	Шестиугольные таблички, листочки и червеобразные кристаллики с весьма совершенной спайностью по одному направлению
33	Алунит $(K, Na) Al_3 \times [SO_4]_2 [OH]_6$ ; тригональный	Бесцветный	$Ng = 1,592 \div 1,595$ ; $Np = 1,572 \div 1,583$	Таблитчатые кристаллы, листочки, зерна, волокнистые образования; спайность совершенная по одному направлению

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	Сходные минералы (номер в таблице); примечание
Двупр. $\leq 30$ ; двухосный ( $2V$ меньше, чем у обычных мусковита и серицита), отрицательный; гаснет практически прямо вдоль спайности $Ng$	Гидромусковит образует гомоосевые псевдоморфозы по мусковиту и серициту; формы выделения гидросерицита (иллита) разнообразны	В разнообразных парагенезисах	Мусковит, серицит (28); монтмориллонит (10)
Двупр. 45—50; двухосный ( $2V = 0 \div 30^\circ$ ) отрицательный; гаснет практически прямо вдоль спайности $Ng$	Неправильные скопления, прожилки, агрегатные псевдоморфозы по оливину и другим магнийсодержащим минералам	Магнезиальные скарны, апогипербазитовые метасоматиты	Оптически трудно отличим от мусковита, серицита (28), парагонита (35), пирофиллита (34)
Слабоанизотропный, обычно изотропный	Агрегаты идиоморфных зерен	Вторичные кварциты	Флюорит (2)
Двупр. 0—4; двухосные (угол $2V$ очень мал) отрицательные; характерны аномальные цвета интерференции; гаснут практически прямо	Агрегатные моно- и полиминеральные псевдоморфозы по различным минералам, гомоосевые псевдоморфозы по биотиту; чешуйчатые, реже червячковые агрегаты; выполняют миндалины и прожилки	Пропилиты, березиты, фельдшпатиты, пропилиитоиды, березитоиды	Серпентин (11), другие минералы группы хлорита (25, 42), ксантофиллит
Двупр. 20 (у существенно натриевых разностей падает до 10); одноосный положительный вдоль спайности $Np$	Зернистые поли- и мономинеральные агрегаты	Вторичные кварциты, аргиллизиты	Брусит (27), мусковит (28), тальк (30), пирофиллит (34)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
34	Пирофиллит $Al_2 [Si_4O_{10}] \times [OH]_2$ ; моноклинный	Бесцветный	$Ng = 1,600$ ; $Np = 1,522$	Таблитчатые кристаллы, шестигугольные пластинки; совершенная спайность по одному направлению
35	Парагонит $NaAl_2 \times [AlSi_3O_{10}] \times [OH]_2$ ; моноклинный	Бесцветный	$Ng = 1,600 \div 1,605$ ; $Np = 1,564 \div 1,577$	Таблички, листочки неправильной формы; совершенная спайность по одному направлению
36	Биотит $K(Fe, Mg)_3 \times [Si_3AlO_{10}] \times [OH, F]_2$ ; моноклинный; лепидомелан, сидерофиллит — богатые железом разновидности биотита	Темно-коричневый, темно-зеленый до черного по $Ng = Nm$ ; соломенно-желтый, светло-коричневый по $Np$ ; наиболее густо окрашены лепидомелан и сидерофиллит	$Ng = 1,610 \div 1,697$ ; $Np = 1,571 \div 1,616$	Шестиугольные таблички, листочки с весьма совершенной спайностью по одному направлению
37	Ангидрит $CaSO_4$ ; ромбический	Бесцветный	$Ng = 1,614$ ; $Np = 1,570$	Плохо оформленные таблитчатые кристаллы, волокнистые образования; совершенная спайность, пересекающаяся под углом $90^\circ$
38	Мейонит (группа скаполита) $Ca_4 [Al_2Si_2O_8]_3 \times [SO_4, CO_3]$ ; тетрагональный	Бесцветный	$Ng = 1,616$ ; $Np = 1,572$	Короткостолбчатые кристаллы с хорошей спайностью, пересекающейся под углом $90^\circ$

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	
Двупр. 48; двухосный ( $2V = 53 \div 60^\circ$ ) отрицательный; гаснет практически прямо вдоль спайности $Ng$	Мелкочешуйчатые агрегаты, сферолиты, псевдоморфозы по андалузиту и другим алюмосиликатам	Вторичные кварциты, березиты, аргиллизиты	Брусит (27), алунинит (33); оптически трудно отличим от серицита (28), парагонита (35) и талька (30)
Двупр. 28—36; двухосный ( $2V = 40 \div 50^\circ$ ) отрицательный; гаснет практически прямо вдоль спайности $Ng$	Тонкочешуйчатые агрегаты, подобные серициту	Мало изучен	Оптически трудно отличим от мусковита (28), талька (30) и пирофиллита (34)
Двупр. 39—81; двухосный ( $2V = 0 \div 35^\circ$ ) отрицательный; гаснет практически прямо вдоль спайности $Ng$	Идиобласты, ксенобласты, гломеропорфиновые чешуйчатые сростания; агрегатные псевдоморфозы	Пропилиты, березиты, фельдшпатолиты, пропилитонды	Лепидолит (20), циннвальдит (26), илдингсит (52), изоморфно переходит во флогопит (21)
Двупр. 44; двухосный ( $2V = 42^\circ$ ) положительный; обычны полисинтетические двойники; гаснет прямо	Выполняет пустоты, агрегаты зерен неправильной формы	Вторичные кварциты, аргиллизиты	Скаполиты (14, 38); мусковит (28), тальк (30), брусит (27), алунинит (33), переходит в гипс (13)
Двупр. 44; интерференционная окраска часто мелкопятнистая; одноосный отрицательный (параллельно пересечению плоскостей спайности $Np$ )	Агрегаты зерен неправильной формы; нередко образует агрегаты наподобие базального цемента, в котором находятся другие минералы	Скарны, скарноиды	Ангидрит (37), мусковит (28), изоморфно переходит в мариолит (14)





№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
43	Целестин $SrSO_4$ ; ромбический	Бесцветный	$N_g = 1,631$ ; $N_p = 1,622$	Таблитчатые, столбчатые кристаллы, зерна неправильной формы; хорошая пересекающаяся спайность
44	Воластонит $Ca_3 [Si_3O_9]$ ; триклинный	Бесцветный	$N_g = 1,632 \div 1,636$ ; $N_p = 1,618 \div 1,622$	Таблитчатые удлиненные кристаллы; пересекающаяся хорошая и совершенная спайность
45	Пренит $Ca_2 (Al, Fe)_2 \times [Si_3O_{10}] \times [OH]_2$ ; ромбический	Бесцветный	$N_g = 1,632 \div 1,669$ ; $N_p = 1,611 \div 1,630$	Короткостолбчатые, таблитчатые кристаллы, зерна неправильной формы; спайность совершенная в одном направлении пересекается под углом $90^\circ$ плохой спайностью
46	Апатит $Ca_5 [PO_4]_3 \times (F, Cl)$ ; гексагональный	Бесцветный	$N_g = 1,633 \div 1,667$ ; $N_p = 1,630 \div 1,664$	Шестигранные вытянутые кристаллы, зерна неправильной формы; отдельность поперек вытянутых кристаллов
47	Андалузит $Al_2 [SiO_4] O$ ; ромбический	Бесцветный, иногда плеохроирует от светло-розового до бесцветного или бледно-зеленого	$N_g = 1,638 \div 1,651$ ; $N_p = 1,629 \div 1,640$	Вытянутые призматические кристаллы, зерна неправильной формы; хорошая спайность, пересекающаяся под углом $89^\circ$

	Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице): примечание
		Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
	Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники			
	Двупр. 9; двухосный ( $2V=51^\circ$ ) положительный; гаснет и косо и прямо	Зернистые агрегаты, прожилки, выполняет пустоты	Березиты, жилы	Барит (51)
	Двупр. 14; двухосный ( $2V=36 \div 42^\circ$ ) отрицательный; вытянутые кристаллы могут гаснуть практически прямо	Идиобласты, агрегаты зерен	Скарны	Тремолит (40)
	Двупр. 20—39; двухосный ( $2V=0-69^\circ$ ); положительный; нередко встречаются полисинтетические двойники; гаснет прямо вдоль спайности $N_p$	Агрегаты хорошо образованных кристаллов, прожилки, выполняет пустоты, мидалины; псевдоморфозы по биотиту и другим минералам	Пропилиты, пропилитоиды	Пироксены (54, 63, 69, 76), мусковит (28)
	Двупр. 3; одноосный отрицательный; удлинение отрицательное, реже (в фосфоритах) положительное	Идиобласты, ксенобласты, агрегаты зерен неправильной формы; скрытокристаллические образования, реже прожилки	Альбититы хлоритовые, фельдшпатиты	Цоизит (66), геленит; франколит — гидроксилсодержащий апатит
	Двупр. 9—11; двухосный ( $2V=83 \div 85^\circ$ ) отрицательный; удлинение отрицательное; гаснет обычно косо	Зерна неправильной формы, ксенобласты, реже идиобласты и радиально-лучистые скопления	Вторичные кварциты	Барит (51), топаз (39), аксинит (62)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
48	Турмалин (Na, Ca) × × (Mg, Fe, Al) <sub>6</sub> × × [Si <sub>6</sub> Al <sub>3</sub> B <sub>3</sub> × × (O, OH) <sub>30</sub> ]; тригональный; разновидности: шерл (железистый), дравит (магниевый), эльбаит (литиевый)	Синий, зеленый, оливковый (шерл); бледно-желтый, светло-коричневый (дравит); бесцветный (эльбаит); $Ng \gg Np$	$Ng = 1,639 \div 1,692$ ; $Np = 1,620 \div 1,657$	Удлиненные призматические кристаллы, в сечении перпендикулярном удлинению сферический треугольник; спайности нет; грубая отдельность поперек вытянутых кристаллов
49	Гумит (группа гумита) Mg <sub>7</sub> [SiO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub> × × [OH, F] <sub>2</sub> ; ромбический	Желтый с заметным плеохроизмом нередко бесцветный; $Np > Nm > Ng$	$Ng = 1,643 \div 1,675$ ; $Np = 1,607 \div 1,643$	Изометрические, бочонковидные кристаллы, зерна неправильной формы
50	Роговая обманка (группа амфиболов) Ca <sub>2</sub> Na (Mg, Fe) <sub>4</sub> × × (Al, Fe) [(Si, Al) <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ] <sub>2</sub> [OH] <sub>2</sub> ; моноклинный; уралит — волокнистая разновидность роговой обманки	Зеленая и коричневая различных оттенков; отчетливый плеохроизм $Ng \approx Nm > Np$	$Ng = 1,644 \div 1,704$ ; $Np = 1,630 \div 1,678$	Вытянутые призматические, иногда игольчатые и волоковидные кристаллы, волокнистые агрегаты, зерна неправильной формы; хорошая спайность, пересекающаяся под углом 124°
51	Барит BaSO <sub>4</sub> ; ромбический	Бесцветный; очень редко плеохроирует от бледно-желтого до бесцветного	$Ng = 1,648$ ; $Np = 1,636$	Таблитчатые, нередко вытянутые кристаллы, зерна неправильной формы; хорошая спайность, пересекающаяся под углом 78°

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла 2V; двойники	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	Сходные минералы (номер в таблице); примечание
Двупр. 19—35; одноосный отрицательный; удлинение отрицательное	Идиобласты, радиально-лучистые и сноповидные агрегаты, сферолиты	Грейзены, хлорит-турмалиновые метасоматиты, калишпатолиты, березиты, калишпатиты	Рибекит (64), эгирин (78)
Двупр. 28—34; двухосный (2V = 62 ÷ 89°) положительный; отмечаются полисинтетические двойники; погасание прямое	Идиобласты, ксенобласты, зернистые агрегаты; замещается серпентином и бруситом	Магнезиальные скарны	Ставролит, оливин (57, 83), другие минералы группы гумита (норбергит, клиногумит, хондродит)
Двупр. 14—26; двухосный (2V = 63 ÷ 87°; cNg = 12 ÷ 30°) отрицательный; удлинение положительное; кокшаровит или паргасит — положительный	Идиобласты и их агрегаты; скопления зерен неправильной формы, реже прожилковые выделения; агрегатные и гомоосевые псевдоморфозы; тонковолокнистые образования	Пропилиты, скарны, пропилитоиды, фельдшпатиты	Актинолит (56) и другие амфиболы
Двупр. 12; двухосный (2V = 36 ÷ 38°) положительный; удлинение положительное; бывает сдвойникован; гаснет и косо и прямо	Поли- и мономинеральные прожилки и жилы, идио- и ксенобласты, скопления зерен неправильной формы	Вторичные кварциты, березиты, жилы	Целестин (43), андалузит (47), топаз (39), аксинит (62)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
52	Иддингсит $H_4MgFe_2Si_3O_{14}$ ; моноклинный	Оранжево-коричневый, темно-желтый $Ng=Nm$ ; оранжево-желтый, светло-зеленовато-желтый $Np$ ; $Ng=Nm > Np$	$Ng = 1,655 \div 1,864$ ; $Np = 1,608 \div 1,792$	Листовато-волокнистые образования; шестигульные таблочки с пересекающейся совершенной и хорошей спайностью
53	Кальцит (группа низкопреломляющих карбонатов) $CaCO_3$ ; тригональный	Бесцветный	$Ng = 1,658$ ; $Np = 1,486$	Изометрические зерна; кристаллы самой различной формы с совершенной спайностью, пересекающейся под углом $75^\circ$
54	Жадит (группа пироксенов) $NaAl [Si_2O_6]$ ; моноклинный	Бесцветный до бледно-зеленого	$Ng = 1,665$ ; $Np = 1,654$	Призматические кристаллы с хорошей спайностью, пересекающейся под углом $90^\circ$ ; в сечении, перпендикулярном удлинению, характерные квадраты и прямоугольники со скошенными углами
55	Датолит $Ca_2B_2 [SiO_4]_2 \times [OH]_2$ ; моноклинный	Бесцветный	$Ng = 1,666 \div 1,670$ ; $Np = 1,621 \div 1,626$	Короткостолбчатые, толстопластинчатые кристаллы без спайности
56	Актинолит (группа амфиболов) $Ca_2 (Mg, Fe)_5 \times [Si_4O_{11}]_2 [OH]_2$ ; моноклинный	Светло-зеленый; плеохроирует слабо, $Ng > Nm > Np$	$Ng = 1,667 \div 1,704$ ; $Np = 1,647 \div 1,688$	Призматические, игольчатые кристаллы; совершенная спайность, пересекающаяся под углом $124^\circ$ ; в сечении перпендикулярном удлинению характерный ромб

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	
Двупр. $42-72$ ; двухосный ( $2V = 20 \div 90^\circ$ ) отрицательный; гаснет практически прямо	Псевдоморфозы по магнезальным минералам (по оливину)	Апогипербазитовые метасоматиты	Биотит (36), хлорит (25, 32, 42)
Двупр. 172; одноосный отрицательный; гаснет косо; встречаются двойники	Зернистые агрегаты, ксенобласты, идиобласты, прожилки, выполняет пустоты	В разнообразных парагенезисах	Сидерит (82), родохрозит (79), давсонит; промежуточная разница между кальцитом и сидеритом — анкерит
Двупр. 11; двухосный ( $2V = 68 \div 73^\circ$ ) положительный; $cNg = 35^\circ$	Спутано-волокнистые агрегаты	Фельдшпатиты	Актинолит (56), уралит (50); изоморфно переходит в диопсид (63)
Двупр. 45; двухосный ( $2V = 74^\circ$ ) отрицательный	Выполнение пустот, трещин; зернистые агрегаты	Скарны	Пренит (45), другие борсодержащие силикаты — данбурит
Двупр. $16-20$ ; двухосный ( $2V = 74 \div 80^\circ$ , $cNg = 10 \div 20^\circ$ ) отрицательный; удлинение положительное; отмечаются полисинтетические двойники	Спутано-волокнистые, радиальнолучистые, сноповидные агрегаты, псевдоморфозы	Пропилиты, скарны, пропилютоиды, фельдшпатиты	Силлиманит (58), бесцветный турмалин (48), жадит (54), другие амфиболы; изоморфно переходит в тремолит (40)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
57	Форстерит (группа оливина) $Mg_2SiO_4$ ; ромбический	Бесцветный, иногда зеленовато- желтый	$N_g = 1,669$ ; $N_p = 1,636$	Бочонковидные кристаллы, округ- лые зерна; спай- ность в одном на- правлении ясная
58	Силлиманит $Al [AlSiO_5]$ ; ромбический; фибрлит — во- локнистая разно- видность	Бесцветный, иногда коричне- ватый, пятнистый со слабым плео- хроизмом	$N_g = 1,677 \div$ $\div 1,682$ ; $N_p = 1,657 \div$ $\div 1,660$	Игольчатые кри- сталлы, волокни- стые агрегаты; со- вершенная спай- ность в одном на- правлении, парал- лельном длинным ребрам кристаллов
59	Доломит (группа низко- преломляющих карбонатов) $Ca (Mg, Fe) \times$ $\times [CO_3]_2$ ; тригональный	Бесцветный	$N_g = 1,680 \div$ $\div 1,698$ ; $N_p = 1,502 \div$ $\div 1,513$	Характерны кри- сталлы ромбовид- ной формы с со- вершенной спай- ностью, пересе- кающейся под углом $75^\circ$
60	Дюмортьерит $Al_8BSi_3O_{19} (OH)$ ; ромбический	Ярко-синий, сине- зеленый по $N_p$ , светло-фиолето- вый по $N_m$ , бес- цветный по $N_g$ ; плеохроизм ясный	$N_g = 1,686 \div$ $\div 1,692$ ; $N_p = 1,659 \div$ $\div 1,670$	Пластинчатые, столбчатые кри- сталлы; игольча- то-волокнистые агрегаты; хорошая спайность в одном направлении
61	Пумпеллит (лотрит); $Ca_2Al_3Si_3O_{11} \times$ $\times [OH]_3$ ; моноклинный	Зеленоватый, жел- то-бурый по $N_m$ , бесцветный по $N_g = N_p$ ; окрашен неравномерно (кончики кристал- лов зеленые, осно- вание — желто- бурое)	$N_g = 1,688 \div$ $\div 1,721$ ; $N_p = 1,678 \div$ $\div 1,703$	Таблички, иголь- чатые кристаллы с совершенной спайностью в од- ном направлении

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
Двупреломление (в тысячных); опти- ческий знак мине- рала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Идиобласты, ксе- нобласты, зерни- стые агрегаты	Магнезиальные скарны	Эпидот (71), гумит (49); изоморфно переходит в фая- лит (83)
Двупр. 20—22; одноосный поло- жительный; удли- нение положитель- ное; гаснет прямо	Радиально-лучи- стые, сноповид- ные образования	Грейзеноиды	Тремолит (40), воластонит (44)
Двупр. 177—185; одноосный отри- цательный; гаснет косо; встречаются двойники	Зернистые агре- гаты, ксенобласты, идиобласты	Скарны, пропилиты, пропилитоиды, березиты, лист- венины, фельд- шпатиты, гумбеиты	Сидерит (82), ро- дохрозит (79), кальцит (53)
Двупр. 22—27; двухосный ( $2V =$ $= 20 \div 40^\circ$ ) отрица- тельный, удлине- ние отрицательное; гаснет прямо	Радиально-лучи- стые, сферолито- вые агрегаты	Вторичные кварциты	Лазурит (9)
Двупр. 10—20; наблюдаются ано- мальные цвета интерференции; двухосный ( $2V =$ $= 45 \div 65^\circ$ ) поло- жительный; гаснет практически пря- мо; удлинение по $N_m$	Идиоморфные кри- сталлы и их ско- пления, агрегат- ные псевдомор- фозы; волокни- стые агрегаты	Пропилиты, пропилитоиды	Хлорит (25, 32, 42); актинолит (56)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска: плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов: характер спайности
62	Аксинит $\text{Ca}_2(\text{Mn, Fe}) \times \text{Al}_2\text{B}_3 \times \text{Si}_4\text{O}_{12}[\text{OH}]$ ; триклинный	Бесцветный, реже бледно-коричнево-фиолетовый	$N_g = 1,688 \div 1,698$ ; $N_p = 1,678 \div 1,687$	Линзовидные кристаллы, листоватые образования, зерна неправильной формы; спайность ясная в одном направлении
63	Диопсид (группа пироксенов) $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ ; моноклинный	Бесцветный	$N_g = 1,696$ ; $N_p = 1,665$	Призматические кристаллы с хорошей спайностью, пересекающейся под углом $90^\circ$
64	Рибекит (группа щелочных амфиболов) $\text{Na}_2\text{Fe}_3[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 \times [\text{O, OH}]_2$ ; моноклинный; крокидолит — волокнистая разновидность	Темно-синий, зеленовато-синий по $N_p$ ; светло-синий по $N_m$ ; зеленовато-желтый по $N_g$ ; резкий плеохроизм, $N_p \gg N_m \approx N_g$	$N_g = 1,699$ ; $N_p = 1,695$	Вытянутые кристаллы, волокнистые агрегаты; хорошая спайность, пересекающаяся под углом $124^\circ$ ; в сечении перпендикулярном удлинению характерный ромб
65	Магнезит (группа низкорефракционных карбонатов) $\text{MgCO}_3$ ; тригональный	Бесцветный	$N_g = 1,700 \div 1,719$ ; $N_p = 1,509 \div 1,527$	Изометрические зерна с совершенной спайностью, пересекающейся под углом $75^\circ$
66	Цоизит $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} \times [\text{OH}]$ ; ромбический; тулит — марганецсодержащая разновидность	Бесцветный; тулит плеохроирует в розовых тонах	$N_g = 1,702 \div 1,707$ ; $N_p = 1,695 \div 1,701$	Короткопризматические кристаллы, зерна неправильной формы; совершенная спайность в одном направлении

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	Сходные минералы (номер в таблице); примечание
Двупр. 9—10; двухосный ( $2V = 64 \div 80^\circ$ ) отрицательный	Выполняет пустоты, прожилки; сплошные зернистые массы	Скарны, калишпатиты	Топаз (39), андалузит (47), барит (51)
Двупр. 31; двухосный ( $2V = 56 \div 63^\circ$ , $cNg = 38^\circ$ ) положительный; нередки двойники	Зернистые агрегаты, реже шестоватые образования	Скарны, скарноиды	Пренит (45), другие минералы группы пироксенов (54, 69, 78); изоморфно переходит в геденбергит (76); промежуточная разность — салит
Двупр. 4; двухосный ( $2V = 80 \div 90^\circ$ ) отрицательный; удлинение отрицательное	Сферолиты, сноповидные выделения, волокнистые агрегаты	Щелочно-амфиболовые пропилиты, фениты, фельдшпатиты	Изоморфно переходит в глаукофан (41); турмалин (48), эгирин (78)
Двупр. 191; одноосный отрицательный; гаснет косо; двойники отсутствуют	Зернистые агрегаты, ксенобласты, идиобласты	Магнезиальные скарны, листовиты	Сидерит (82), родохрозит (79), доломит (59)
Двупр. 6—7; часто встречается аномальная интерференционная окраска; двухосный ( $2V = 0 \div 50^\circ$ ) положительный; гаснет прямо	Агрегаты зернистого либо шестоватого строения; идиобласты, ксенобласты, прожилки	Пропилиты, пропилитоиды, скарны	Апатит (46), везувиан (68), клиноцоизит (67), геленит и другие минералы группы меллита, а также монтичеллит, мервинит

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
67	Клиноцоизит $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} \times [\text{OH}]$ ; моноклинный	Бесцветный	$N_g = 1,702 \div 1,719$ ; $N_p = 1,697 \div 1,711$	Короткопризматические кристаллы, зерна неправильной формы; совершенная и ясная спайность, пересекающаяся под углом $90^\circ$
68	Везувиан $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_2 \times [\text{OH}]_4$ ; тетрагональный	Бесцветный, иногда зеленоватый, коричневатый, желтоватый	$N_g = 1,705 \div 1,738$ ; $N_p = 1,701 \div 1,732$	Короткопризматические кристаллы с плохой пересекающейся спайностью
69	Авгит (группа пироксенов) $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}) \times [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ ; моноклинный	Плеохроирует в зеленоватых и буроватых тонах	$N_g = 1,713$ ; $N_p = 1,687$	Пластинчатые кристаллы с хорошей спайностью, пересекающейся под углом $90^\circ$ , в сечении, перпендикулярном удлинению, характерные квадраты и прямоугольники со скошенными углами
70	Шпинель $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$ ; кубический	Зеленый, коричневый, серый, синеватый, розовый; не плеохроирует	$N = 1,713 \div 1,800$	Октаэдрические кристаллы и зерна неправильной формы; ясная спайность по одному направлению; характерны треугольные и четырехугольные сечения

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	
Двупр. 5—8; характерны цвета интерференции; двухосный ( $2V = 65^\circ$ ) положительный	Агрегаты зернистого и шестоватого строения; идиобласты, ксенобласты, прожилки, агрегатные псевдоморфозы	Пропилиты, пропилитоиды, скарны	Цоизит (66), везувиан (68); изоморфно переходит в эпидот (71)
Двупр. 4—6 (в железистых разностях до 1); характерна зонально проявляющаяся аномальная интерференционная окраска; одноосный отрицательный, иногда положительный	Идиобласты, ксенобласты, сплошные зернистые массы; радиальнолучистые и шестоватые агрегаты	Скарны	Апатит (46), цоизит (66), геленит и другие минералы группы меллита, а также монтichelлит, мервинит
Двупр. 26; двухосный ( $2V = 58 \div 62^\circ$ , $cNg = 38 \div 54^\circ$ ) положительный; встречаются двойники	Зернистые агрегаты	Скарны	Изоморфно переходит в эгирин (78), промежуточная разность между авгитом и диопсидом — фассант
Изотропный	Идиоморфные кристаллы, агрегаты зерен	Магнезиальные скарны	Окрашенные гранаты (81, 84); гельвин (73); периклаз

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
71	Эпидот $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3 \times \text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{OH}]$ ; моноклинный; пьемонтит — марганецсодержащая разновидность	Бесцветный; богатые железом разновидности лимонно-желтые, зеленоватые; пьемонтит розовый	$N_g = 1,720 \div 1,778$ ; $N_p = 1,712 \div 1,730$	Призматические кристаллы, неправильные зерна; совершенная и ясная спайность, пересекающаяся под углом $90^\circ$
72	Родонит (Mn, Ca) $\text{SiO}_3$ ; триклинный	Бесцветный	$N_g = 1,723 \div 1,752$ ; $N_p = 1,711 \div 1,738$	Толстотаблитчатые кристаллы, зерна неправильной формы с пересекающейся совершенной спайностью под углом $90^\circ$
73	Гельвин $\text{Mg}_8[\text{BeSiO}_4]_6 \times \text{S}_2$ ; кубический	Желтый, буроватый, красный, серый; не плеохроирует	$N = 1,728 \div 1,771$	Тетраэдрические кристаллы со слабой спайностью; характерны треугольные сечения
74	Гроссуляр (группа гранатов) $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ ; кубический	Бесцветный	$N = 1,735$	Изометрические кристаллы, зерна неправильной формы без спайности; иногда видна отдельность
75	Диаспор $\text{AlO}_2$ ; ромбический	Бесцветный, иногда бледно-зеленый	$N_g = 1,750$ ; $N_p = 1,702$	Таблитчатые кристаллы с совершенной спайностью по одному направлению
76	Геденбергит (группа пироксенов) $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ ; моноклинный	Светло-сине-зеленый по $N_p$ , бледно-зеленый, желто-зеленый по $N_m$ , бледно-зеленый по $N_g$ ; плеохроизм слабый, $N_p > N_m > N_g$	$N_g = 1,756$ ; $N_p = 1,727$	Пластинчатые призматические и игольчатые кристаллы с хорошей спайностью, пересекающейся под углом $90^\circ$ ; в сечении, перпендикулярном удлинению, характерны квадраты и прямоугольники со скошенными углами

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники			
Двупр. 8—48; аномальные цвета интерференции; двухосный ( $2V=65^\circ$ ) отрицательный	Шестоватые, зернистые радиально-лучистые и снеповидные агрегаты; выполняет миндалины, прожилки; агрегатные псевдоморфозы, ксенобласты	Пропилиты, пропилитоиды, скарны	Оливин (57, 83); изоморфно переходит в клиноцоизит (67)
Двупр. 12—14; двухосный ( $2V=58 \div 74^\circ$ , $cNg=25^\circ$ ) положительный	Зернистые агрегаты	Скарны	Пироксены (63, 54)
Изотропный	Зернистые агрегаты	Скарны, грейзены	Гранаты (81, 84), шпинель (70)
Изотропный либо слабоанизотропный по зонам или секторам	Зернистые агрегаты, реже короткие прожилки	Скарны, скарноиды, грейзены	Шпинель (70), везувит (68); изоморфно переходит в андрадит (84), периклаз
Двупр. 48; двухосный ( $2V=85^\circ$ ) положительный; $Nm$ перпендикулярна спайности	Ксенобласты, идиобласты, зернистые агрегаты	Вторичные кварциты	Эпидот (71)
Двупр. 29; интерференционная окраска иногда аномальная; двухосный ( $2V=56 \div 63^\circ$ , $cNg=48^\circ$ ) положительный; встречаются двойники	Зернистые агрегаты, реже шестоватые образования	Скарны, скарноиды	Изоморфно переходит в диопсид (63); промежуточная разность — салит



№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
77	Корунд $Al_2O_3$ ; тригональный	Бесцветный, редко синий или красноватый	$Ng = 1,767 \div 1,771$ ; $Np = 1,759 \div 1,763$	Бочонкообразные, пластинчатые часто вытянутые кристаллы и зерна неправильной формы; спайности нет
78	Эгирин (группа пироксенов) $NaFe [Si_2O_6]$ ; моноклинный	Темно-зеленый по $Np$ , желто-зеленый по $Nm$ ; зеленовато-желтый по $Ng$ ; окраска и плеохроизм интенсивные, $Np > Nm > Ng$	$Ng = 1,782 \div 1,836$ ; $Np = 1,742 \div 1,776$	Призматические и игольчатые кристаллы с хорошей пересекающейся под углом $90^\circ$ спайностью
79	Родохрозит (группа высокопреломляющих карбонатов) $MnCO_3$ ; тригональный	Бесцветный	$Ng = 1,817$ ; $Np = 1,597$	Изометрические зерна и различные по форме кристаллы с совершенной спайностью, пересекающейся под углом $75^\circ$
80	Ярозит $KFe_3 [SO_4]_2 [OH]_6$ ; тригональный	Золотисто-желтый по $Ng$ , бледно-желтый до бесцветного; плеохроизм ясный	$Ng = 1,820$ ; $Np = 1,715$	Ромбоэдрические, приближающиеся к кубу кристаллы, волокнистые образования; спайность ясная в одном направлении
81	Уваровит (группа гранатов) $Ca_3Cr_2 [SiO_4]_3$ ; кубический	Зеленый	$N = 1,84$	Изометрические кристаллы, зерна неправильной формы; спайность отсутствует; иногда видна отдельность

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	Сходные минералы (номер в таблице); примечание
Двупр. 7—8; одноосный отрицательный; знак удлинения не постоянен (во вторичных кварцитах удлинение обычно положительное)	Идиобласты, ксенобласты, зерна неправильной формы и их агрегаты	Вторичные кварциты	Анизотропные гранаты
Двупр. 40—60; двухосный ( $2V = 60 \div 70^\circ$ , $cNp = 0 \div 8^\circ$ ) отрицательный; удлинение отрицательное; встречаются двойники	Отдельные кристаллы, радиально-лучистые и снеповидные агрегаты	Щелочно-амфиболовые пропилиты, фениты, фельдшпатиты, фельдшпатитоиды	Изоморфно переходит в авгит (69)
Двупр. 240; одноосный отрицательный; гаснет косо	Идиобласты, ксенобласты, радиально-лучистые образования, полиминеральные жилы	Скарны, жилы	Кальцит (53), доломит (59), магнетит (65)
Двупр. 105; двухосный отрицательный	Волокнистые и зернистые агрегаты; замещает алузит, развивается по пириту и другим сульфидам		
Изотропный либо слабоанизотропный, в последнем случае преломление проявляется зонально и по секторам (характерно для метасоматических гранатов)	Зернистые агрегаты, реже прожилки	Скарны, скарноиды	Шпинель (70), гельвин (73)

№ п/п	Минерал; сингония	Наблюдения без анализатора		
		Окраска; плеохроизм	Показатели преломления	Форма кристаллов; характер спайности
82	Сидерит (группа высокопреломляющих карбонатов) $\text{FeCO}_3$ ; тригональный	Бесцветный	$N_g = 1,875$ ; $N_p = 1,633$	Изометрические зерна и различные по форме кристаллы с совершенной спайностью, пересекающейся под углом $75^\circ$
83	Фаялит (группа оливина) $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ; ромбический	Бесцветный, иногда зелено-вато-желтый	$N_g = 1,875$ ; $N_p = 1,827$	Бочонковидные кристаллы, округлые зерна; спайность ясная в одном направлении
84	Анрадит (группа гранатов) $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ ; кубический	Желтоватый	$N = 1,895$	Изометрические кристаллы, зерна неправильной формы; спайность отсутствует; иногда видна отдельность

Наблюдения с анализатором	Особенности выделения минерала в гидротермальных парагенезисах		Сходные минералы (номер в таблице); примечание
	Наиболее часто встречающиеся формы выделения и агрегаты	Характерные гидротермалиты (парагенезисы)	
Двупреломление (в тысячных); оптический знак минерала и удлинения; значение угла $2V$ ; двойники			
Двупр. 242; одноосный отрицательный; гаснет косо	Ксенобласты, идиобласты, прожилки, жилы	Березиты, березитоиды, гумбеиты	Кальцит (53), доломит (59), магнезит (65), родохрозит (79); промежуточная разность между сидеритом и кальцитом — анкерит
Двупр. 48; двухосный ( $2V=47^\circ$ ) отрицательный; гаснет прямо вдоль спайности $N_g$ ; иногда встречаются двойники	Идиобласты, ксенобласты, зернистые агрегаты		Эпидот (71), гуммит (49); изоморфно переходит в форстерит (57)
Изотропный либо слабоанизотропный, в последнем случае преломление проявляется зонально и по секторам (характерно для метасоматических гранатов)	Зернистые агрегаты	Скарны, скарноиды	Шпинель (70), гельвин (73), периклаз

Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты)/А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин. М., Изд-во АН СССР, 1962. 195 с.

Басков Е. А. Палеогеогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л., Недра, 1976. 197 с.

Белевцев Я. Н. Физико-химические условия образования метаморфогенных месторождений.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., Наука, 1968, с. 163—175.

Беляев Г. М., Рудник В. А. Зональность и комплементарность продуктов метасоматизма как основа их формационного анализа.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 34—47.

Бергер В. И. Сурьмяные месторождения. Л., Недра, 1978. 296 с.

Бородаевский Н. И. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений.— В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 118—127.

Василевский М. М. Вулканизм, пропитизация и оруденение. М., Недра, 1973. 278 с.

Власов Г. М. Некоторые аспекты изучения гидротермально измененных пород.— В кн.: Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток, 1978, с. 5—27.

Ганеев И. Г. Строение и свойства гидротермальных растворов. Форма миграции минерального вещества.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 22—35.

Геохимический способ оценки прогнозных запасов руд/А. А. Смыслов, Е. В. Плющев, Э. М. Пинский, В. В. Шатов.— В кн.: Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях. Л., 1979, с. 23—36.

Главнейшие рудоносные метасоматические формации Казахстана и закономерности их образования/К. А. Абдрахманов, А. Д. Каипов, А. П. Гуляев и др.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Недра, 1975, с. 113—125.

Говоров И. Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. М., Наука, 1977. 239 с.

Домарев В. С. Источники вещества эндогенных рудных месторождений.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых. Л., 1973, с. 3—19. (ЛГУ).

Ермилова Л. П. Минералы молибденово-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М., Наука, 1964. 170 с.

Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений

- вещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минералов при металлогеническом исследовании рудных районов. М., Недра, 1965, с. 119—194.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Классификация метасоматитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 9—28.
- Закономерности* формирования первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений и их соотношение с околорудными изменениями/Л. Н. Овчинников, Э. Н. Баранов, С. В. Григорян, Л. В. Овчинникова.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1974, с. 109—121.
- Иванов С. Н., Нечуехин В. М.* О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовещающих вулканогенных толщ.— Геология рудн. м-ний, 1969, № 1, с. 102—113.
- Измененные* околорудные породы и их поисковое значение/Под ред. Н. И. Курека. М., Госгеолтехиздат, 1954. 270 с.
- Интрузии*, гидротермально-метасоматические образования и медно-молибденовое оруденение/Ф. К. Шипулин, В. И. Рехарский, А. А. Розбианская и др. М., Наука, 1975. 230 с.
- Ициксон Г. В.* Гидротермальные изменения вмещающих пород оловорудного месторождения на Малом Хингане. М., Госгеолтехиздат, 1956. 135 с.
- Казанский В. И., Омеляненко Б. И.* О мезозойских гидротермальных изменениях архейских пород в Центральном-Алданском районе.— Геология рудн. м-ний, 1967, № 2, с. 57—65.
- Казыцын Ю. В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., Недра, 1972. 145 с.
- Карпова Е. Д.* Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968, с. 223—251.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—367.
- Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1969. 110 с.
- Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970. 462 с.
- Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты докембрия. Л., Недра, 1972. 192 с.
- Лаверов Н. П.* Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах.— В кн.: Минеральные месторождения. М., Наука, 1972, с. 34—46.
- Ловеринг Т. С.* Об изменении пород как поисковом признаке на руды в округе Восточный Тинтик, Юта. М., 1951. 96 с.
- Марин Ю. Б.* Гранитиодные формации малых и умеренных глубин. Л., Изд-во ЛГУ, 1976. 143 с.
- Метасоматизм и рудообразование*/Под ред. Д. С. Коржинского. М., Наука, 1974. 364 с.
- Метасоматизм и рудообразование*/Под ред. Ю. В. Казыцына. М., Недра, 1975. 280 с.
- Метасоматизм и рудообразование*/Под ред. Д. С. Коржинского. М., Наука, 1978. 216 с.
- Метасоматические* изменения боковых пород и их роль в рудообразовании/Под ред. Н. И. Наковника. М., Наука, 1966. 378 с. (Тр. I конф. по околорудн. метасоматизму).
- Метасоматические* цвиттеры и связанное с ними редкометальное оруденение (на примере месторождений Монголии и Чехословакии)/В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, В. Д. Козлов, Н. В. Владыкин.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1974, с. 42—53.
- Мирошниченко Л. А., Фомичев В. И., Кузнецова Е. И.* Метасоматиты Саякского рудного района Прибалхашья. Алма-Ата, Наука, 1971. 156 с.
- Набоко С. И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.
- Наковник Н. И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., Недра, 1968. 335 с.

Наумов Г. Б., Дорофеева В. А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов.— *Геохимия*, 1975, № 2, с. 248—258.

Наумов Г. Б., Наумов В. Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования.— *Геология рудн. м-ний*, 1977, № 1, с. 13—23.

Овчинников Л. Н. Геологические и физико-химические условия образования плутоногенных гидротермальных месторождений.— В кн.: *Эндогенные рудные месторождения*. М., Наука, 1968, с. 52—62.

Овчинникова Л. В., Овчинников Л. Н. Нескарновые метасоматиты и их роль в формировании скарново-рудных месторождений Урала.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., Наука, 1974, с. 12—23.

Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978. 215 с.

Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск, Наука, 1976. 300 с.

Петраченко Р. И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья. Новосибирск, Наука, 1974, 170 с.

Плющев Е. В. Калиевый метасоматоз в кварцевых диоритах Тарбагатая.— *Зап. ВМО*, 1960, ч. 89, вып. 3, с. 353—359.

Плющев Е. В. Взаимосвязь разнотипных эндогенных проявлений молибденовой минерализации в каледонидах Казахстана.— *Зап. ВМО*, 1971, ч. 100, вып. 3, с. 241—256.

Плющев Е. В. Уран и торий при гидротермальном метаморфизме пород.— В кн.: *Радиоактивные элементы в горных породах*. Новосибирск, Наука, 1975, с. 161—166.

Плющев Е. В. Геологические условия проявления и рудоносность метасоматических формаций.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., Наука, 1978, с. 28—34.

Плющев Е. В., Ушаков О. П. Приповерхностный гидротермальный метаморфизм в девонских вулканогенных породах Центрального Казахстана.— *Зап. ВМО*, 1967, ч. 96, вып. 6, с. 652—661.

Плющев Е. В., Ушаков О. П. Структурно-вещественный принцип классификации метасоматитов.— *Зап. ВМО*, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 190—203.

Плющев Е. В., Калиничева Л. И. Геохимический аспект минералообразования.— В кн.: *Проблемы геохимии*. Л., 1975, с. 61—72.

Плющев Е. В., Ушаков О. П. Формационный анализ эпипород на основе концепции об уровнях организации вещества.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., Недра, 1975, с. 24—33.

Плющев Е. В., Рябова Л. А., Шатов В. В. Радиогеохимические особенности гидротермально-метасоматических образований.— В кн.: *Поведение радиоактивных элементов в геологических процессах*. М., 1978, с. 57—75.

Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, Наука, 1973. 355 с.

*Проблемы метасоматизма*. Тр. II конф. по околорудн. метасоматизму. М., Недра, 1970. 392 с.

Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М., Недра, 1977. 174 с.

Радонова Т. Г., Велинов И. А. Взаимоотношение пропилитов и вторичных кварцитов с оруденением Центрального и Западного Среднегорья (Болгария).— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., Наука, 1974, с. 60—69.

Размахнин Ю. Н. Поисково-оценочные критерии на олово на основе региональной и локальной метасоматической зональности (на примере Сихотэ-Алиня).— *Сов. геология*, 1974, № 4, с. 35—44.

Рехарский В. И. Гидротермально-метасоматические формации рудных месторождений.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1977, № 9, с. 60—76.

Рудник В. А. К развитию представлений о скарнообразовании.— *Тр. ВСЕГЕИ*, 1961, вып. 45, с. 83—107.

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.

Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород.— Зап. ВМО, 1974, т. 103, вып. 3, с. 289—304.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1971. 328 с.

Русинов В. Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М., Наука, 1972. 204 с.

Сазонов В. Н. Лиственнитизация и оруденение. М., Наука, 1975. 171 с.

Семенов А. И., Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа.— В кн.: Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 5—21.

Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 3—17.

Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., Недра, 1974. 231 с.

Смыслов А. А., Плющев Е. В. Основные принципы и методы составления радиогеохимических карт.— В кн.: Основные принципы и методы радиогеохимического картирования горных пород. Л., 1968, с. 104—135.

Соколов Г. А., Комаров П. В. О связях грейзенов и их оруденения со скарнами.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., Наука, 1968, с. 35—42.

Строна П. А. Вулканогенные рудные формации.— Зап. ВМО, 1970, ч. 99, вып. 2, с. 139—154.

Сухов В. И. Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экструзивно-эффузивных комплексов Приамурья.— Сов. геология, 1967, № 4, с. 47—57.

Тугаринов А. И., Павленко А. С., Коваленко В. И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным.— Геохимия, 1968, № 12, с. 1419—1436.

Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях/ В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев и др. М., Атомиздат, 1972. 312 с.

Ушаков О. П. К вопросу о происхождении калиевых пород эффузивного облика (калишпатофиров) на примере Центрального Казахстана.— Зап. ВМО, 1972, ч. 101, вып. 1, с. 67—74.

Федорчук В. П. Окolorудные изменения сурьмяно-ртутных месторождений. М., Недра, 1969. 264 с.

Фишкин М. Ю. Минералогические фации и условия образования вторичных кварцитов Береговского холмогорья в Закарпатье.— Минерал. сборник, 1958, № 12, с. 148—158.

Чекаидзе В. Б. Метасоматические формации полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их поисковое значение.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 147—161.

Шабьнин Л. И. Рудные месторождения в формации магnezиальных скарнов. М., Недра, 1974. 287 с.

Шатков Г. А., Шаткова Л. Н., Гуцин Е. Н. О распределении урана, тория, фтора, молибдена и ниобия в липаритах и кислых вулканических стеклах.— Зап. ВМО, 1970, ч. 99, вып. 2, с. 165—177.

Шагов В. В. К вопросу об источнике рудного вещества редкометалло-полиметаллических месторождений.— Зап. ВМО, 1976, ч. 105, вып. 6, с. 688—697.

Шер С. Д., Юдин И. М. Полиметаморфические преобразования рудовмещающих осадочных пород на золоторудном месторождении Мурунтау (Центральные Кызылкумы).— Тр. ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 2, с. 30—48.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., Недра, 1971, 177 с.

Щерба Г. Н. Формирование редкометаллических месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1960. 378 с.

Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных окolorудных метасоматов. Новосибирск, Наука, 1975. 152 с.

Яковлев Г. Ф., Яковлев Е. Б. Флюидопорфировые комплексы подвижных зон.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 368—373.

Bowden P. Origin of the younger granites of Northern Nigeria.— Contrib. Mineral. a. Petrol., 1970, v. 25, N 2, p. 153—162.

Burbank W. S. PRE — ore propylitization silverton Caldera Colorado.— Geol. Surv. Prof. Paper, 1960, v. 190, N 400-B.

*Burnham C. W.* Facies and types of hydrothermal alteration.—*Econ. Geol.*, 1962, v. 57, N 5, p. 768—784.

*Clark A. H.* Preliminary study of the temperatures and confining pressures of granite emplacement and mineralization, Panasqueira, Portugal.—*Bull. Inst. Mining a. Metallurgy*, 1964, v. 73, p. 813—824.

*Дончева К., Михова И., Плющев Е.* Опыт за съставяне на карти на регионално-метасоматичните изменения в скалите от западното Среднегорие и източните Родопи.—*Труды Юбилейна научна конференция. Варна, 1978*, с. 177—184.

*Erickson R. L.* Crustal abundance of elements, and mineral reserves and resources.—*Prof. Paper Geol. Surv.*, 1973, v. 820, p. 21—25.

*Harvey R. D., Vitaliano C. J.* Wall-rock alteration in the Colfield district.—*Nevada Journ. of Geology*, 1964, v. 72, N 5, p. 564—579.

*Lindgren W.* *Metasomatism*.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1925, v. 36, p. 247—262.

*Lovering T. S., Shepard A. O.* Hydrothermal argillic alteration on the Helen Claim, East Tintic district, Utah.—In.: *Clays and clay minerals. 8-th Nat. conference. Pergamon Press, 1960*, p. 215—229.

*Noble D., Smith V., Peck L.* Loss of halogens from crystallized and glassy silicic volcanic rocks.—*Geochim. Acta*, 1967, v. 31, N 2, p. 215—223.

*Schwartz G. M.* Argillic alteration and ore deposits.—*Econ. Geol.*, 1956, v. 54, N 5, p. 407—414.

*Stemprok M.* Petrografie a vertikalni rozean mineralizace v Cinovcke zulove Klenbe.—*Sbornik Geol. Ved.*, rada 7-Y, 1965, sv. 5, p. 7—106.

*Széky-Fux V.* Propylitization and potassium metasomatism.—*Acta Geol.*, 1964, 8f., 1—4, p. 97—117.

Предисловие	3
<b>Глава I</b>	
<b>Определение понятий</b>	9
<b>Глава II</b>	
<b>Гидротермальные минералы</b>	21
<b>Глава III</b>	
<b>Ассоциации гидротермальных минералов</b>	27
Группа кварц-светлослюдистых ассоциаций	28
Группа темноцветных ассоциаций	34
Группа полевошпатовых ассоциаций	41
Структурно-вещественная классификация гидротермально-метасоматических пород (гидротермалитов)	48
<b>Глава IV</b>	
<b>Локальные метасоматические формации</b>	59
Проявления преимущественно кислотного метасоматоза	61
Проявления преимущественно субщелочного метасоматоза	70
Проявления преимущественно щелочного метасоматоза	79
Петрологическая классификация локальных метасоматических формаций	92
<b>Глава V</b>	
<b>Региональные метасоматические формации</b>	98
Плутоногенные региональные метасоматические формации	101
Вулканогенные региональные метасоматические формации	131
Тектоногенные региональные метасоматические формации	144
Основы генетической классификации региональных метасоматических формаций	160
<b>Глава VI</b>	
<b>Картирование гидротермально-метасоматических образований</b>	169
Подготовительные работы	170
Полевые работы	174
Петрографические работы	175
Картосоставительские работы	178
Интерпретация результатов	180
<b>Глава VII</b>	
<b>Изучение локальных тел полнопроявленных гидротермалитов</b>	182
Полевые работы	183
	261



Камеральные работы	184
Изучение околотрещинной зональности	185
Изучение концентрационной зональности	190
Глава VIII	
Пути использования результатов изучения гидротермально-метасоматических образований в прогнозно-металлогенических целях	198
О соотношении региональных руденосных и локальных рудных гидротермально-метасоматических формаций	199
О геохимических особенностях региональных метасоматических формаций	202
О количественном прогнозировании	206
К гипотезе внутрикорового гидротермального рудообразования	210
Заключение	213
Приложение	216
Список литературы	256

Евгений Витальевич  
Плющев  
Олег Павлович Ушаков  
Виталий Витальевич Шатов  
Геннадий Михайлович  
Беляев

**МЕТОДИКА  
ИЗУЧЕНИЯ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-  
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ  
ОБРАЗОВАНИЙ**

Редактор издательства В. Г. Чирков  
Переплет художника В. Т. Левченко  
Технический редактор И. Г. Сидорова  
Корректоры Н. Д. Баримова,  
В. Н. Малахова

ИБ № 3303

Сдано в набор 26.12.80. Подписано к печати  
08.06.81. М-29900. Формат 60×90/16.  
Бумага типографская № 2. Печать высокая.  
Гарнитура литературная. Усл. печ. л. 16,5.  
Усл. кр.-отт. 16,5. Уч.-изд. л. 18,61. Тираж  
3350 экз. Заказ № 75/511. Цена 1 р. 20 к.

Издательство «Недра». Ленинградское  
отделение. 193171, Ленинград, С-171,  
ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена  
Трудового Красного Знамени  
Ленинградского объединения «Техническая  
книга» им. Евгении Соколовой  
Союзполиграфпрома при Государственном  
комитете СССР по делам издательств,  
полиграфии и книжной торговли.  
190000, г. Ленинград, Прачечный пер., 6.

Уважаемые читатели!

В магазине № 17 «Недра» имеются в продаже следующие книги по геологии.

1. Казаков И. Н. Геосинклинали и складчатые области. Ц. 3 р. 60 к.
2. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Ц. 1 р. 48 к.
3. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Специальная инженерная геология. Ц. 1 р. 50 к.
4. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000, т. I. Ц. 2 р. 80 к.
5. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000, т. II. Ц. 1 р. 80 к.
6. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Ц. 1 р. 60 к.
7. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Ц. 3 р. 80 к.
8. Хэллем А. Юрский период. Пер. с англ. Ц. 3 р. 20 к.
9. Павлов В. И. Построение профилей местности фотограмметрическим методом. Ц. 90 к.
10. Бурдэ А. И. Теоретические основы и способы определения комплекса методов при региональных геологосъемочных и поисковых работах. Ц. 1 р. 40 к.

Заказы можно направлять в отдел «Книга—почтой» магазина № 17 «Недра» (199178, Ленинград, В-178, Средний пр., 61).

3621