

Х. А. ТЕДИАШВИЛИ

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ  
КВАЙСИНСКОГО РУДНОГО  
ПОЛЯ

ТБИЛИСИ  
1982

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДЗЕ  
АН ГРУЗИНСКОЙ ССР

Х. А. ТЕДИАШВИЛИ

553.22-147.922  
552.161 (47.922)

**МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ  
КВАЙСИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**

4719

ТБИЛИСИ  
1982



6 ПЛ.І(С4Г)  
33.І2(2Г)  
622.І(47.922)  
Т 296

В работе рассмотрены низкотемпературные метасоматические образования свинцово-цинковых и барит-полиметаллических месторождений и рудопроизведений Квайсинского рудного поля (Юго-Осетия).

В результате петрографических, минералогических, химических, рентгеноструктурных и термических исследований описаны два типа метасоматических пород - региональные и околотрецинные метасоматиты.

Среди регионально измененных пород исследованы пропилиты по алюмосиликатным породам и окварцованные известняки.

Околотрецинные метасоматиты - аргиллизиты охарактеризованы как по алюмосиликатным, так и по карбонатным породам. Причем аргиллизиты по карбонатным породам в отечественной литературе наиболее детально описаны впервые.

В книге проанализированы вопросы зональности метасоматитов и руд, рассмотрены некоторые генетические особенности месторождений Квайсинского рудного поля, касающиеся возраста оруденения, температурных условий образования руд, вопросы источника вещества и т.д. В результате полученных данных уточнены формационная и генетическая принадлежность метасоматитов и оруденения, разработаны критерии прогнозирования и поисков руд "Квайсинского типа".

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся изучением низкотемпературных метасоматитов, развивающихся в различной среде, поисками и разведкой рудных месторождений.

20804  
Т ~~М607(06)~~-82 Прик.№ 153 23.02.1981

С Геологический институт  
им. А.И.Джанелидзе, 1982

## В В Е Д Е Н И Е

Настоящая работа посвящена околорудным метасоматическим породам Квайсинского рудного поля, расположенного на Южном склоне Большого Кавказа в пределах Грузинской ССР.

В последнее время в связи с истощением фонда легко открываемых месторождений остро стоит проблема разработки комплекса критериев прогнозирования и методов поисков скрытого оруденения. Важное значение при решении этой сложной задачи имеет изучение метасоматически измененных пород. Разработанная Д.С.Коржинским теория метасоматических процессов в большей мере способствовала значительному прогрессу, достигнутому за последние 20-25 лет в деле изучения метасоматических пород. При этом наибольший практический интерес представляет установление взаимосвязи между процессом оруденения и характером гидротермально-измененных пород.

В связи с тем, что систематические исследования метасоматических пород свинцово-цинковых месторождений Юго-Осетинского рудного района до настоящего времени не проводились (исключение в этом отношении составляет отчет В.Д.Гуниава и Г.Х.Гигиадзе), перед автором была поставлена задача по изучению околорудно-измененных пород Квайсинского рудного поля, в котором в последние годы были обнаружены многочисленные рудопроявления (Валь-Хох, Варах-Ком и др.), требующие оценки их перспектив, определения очередности изучения, рационального комплекса методов исследования.

Основной целью работы автора являлось - проведение детального геолого-петрографического исследования метасоматитов Квайсинского рудного поля, изучение их минерального состава и зональности, а также некоторых генетических особенностей - возраста оруденения, температурных условий образования метасоматитов и руд, вопросы об источнике вещества и др. На основании полученных результатов - уточнение формационной принадлежности метасоматитов и оруденения, разработка критериев прогнозирования и поисков "квайсинского типа".

Для решения поставленных задач был собран материал по всем разведанным месторождениям и известным рудопроявлениям района, составлены многочисленные разрезы по зонам измененных и оруденелых пород. Собранные образцы различных типов метасоматитов и руд исследованы с помощью комплекса методов (микроскопия, химические, спектральные, термические, рентгеноструктурные анализы пород и минералов, электронная микроскопия, декрепитация и гомогенизация газово-жидких включений в минералах и др.).

Работа была выполнена под руководством докторов геолого-минералогических наук, профессоров В.Р.Надирадзе, Д.В.Рундквиста, чью большую помощь все время ощущала автор.

По различным вопросам автор консультировался с профессорами Ю.В.Казицким, Т.В.Иваницким, Н.Ф.Татришвили, Д.М.Шенгелиа, кандидатами геолого-минералогических наук И.Г.Павловой, Г.Т.Волостных, Т.Д.Багратишвили, В.И.Гугушвили, И.И.Хмаладзе, О.З.Лудаури, Э.В.Отхмезури, Э.И.Кахалзе, М.Д.Купарадзе, М.Г.Тогонидзе, И.Д.Лолидзе, Т.А.Мешвилдишвили и др.

Основные аналитические исследования проводились сотрудниками соответствующих отделов и лабораторий ГИН АН СССР, ВСЕГЕИ, ГПИ им. В.И.Ленина и Грузинского производственного геологического управления.

Всем названным лицам автор приносит свои глубокую благодарность.

## Краткое геологическое описание района

Юго-Осетинский рудный район расположен на Южном склоне Большого Кавказа, в пределах Гагрско-Джавской раннеальпийской эвгеосинклинальной зоны. Эта зона, прослеживающаяся примерно на 350 км с юго-востока на северо-запад, содержит многочисленные полиметаллические, барит-полиметаллические, баритовые, отчасти ртутные и другие месторождения и рудопроявления. Рассматриваемый в работе Юго-Осетинский рудный район расположен в самой восточной части Гагрско-Джавской зоны, ограниченной центральной частью позднеальпийской карбонатно-флишевой Местиа-Тианетской зоны с севера, Окрибско-Хреитской зоной Грузинской глыбы - с юга (Гамкрелидзе П.Д., 1964).

Стратиграфически в этой части Гагрско-Джавской зоны выделяют три структурных этажа (рис.1): нижний, средний и верхний.

Нижний структурный этаж (ранне-среднеюрский -  $\mathcal{J}_{I-2}$ ), сложенный породами ранней - средней вры, представленными глинисто-песчанистыми (песчано-глинистыми) отложениями лейаса - аалена и перекрывающими их мощными толщами основных вулканитов байоса. Породы а а л е н о в о г о возраста, представленные чередованием черных глинистых сланцев и слюдяных песчаников с линзообразными телами темно-серых мелкозернистых известняков, обнажаются в сводовых частях Цедисско-Ахсарджинской и Чорд-Сомхитской антиклиналей. По данным Ш.А.Адамия (1968) и др. они относятся к верхнему лейасу. Общая мощность этих отложений в районе - до 500 м.

Отложения б а й о с с к о г о возраста, установленные впервые А.И. Джанелидзе (1926), а затем изученные И.Р.Кахадзе (1947) и Г.С.Дзоценидзе (1948, 1959), занимают большую часть исследованного района. Они слагают северное крыло Цедис-Ахсарджинской антиклинали, обнажаются в ущелье р.Джеджоро и на склоне хр.Кецеби, в районе курорта Джава, а также в пределах Хреитской зоны и на Грузинской глыбе. По данным указанных выше авторов, изучавших байосские отложения, в них выделяется (снизу вверх) пять горизонтов: 1) спиллиты или авгит-альбитовые порфириты, непосредственно налегающие на породы лейаса; 2) роговообманково-плаггиоклазовые порфириты; 3) плаггиоклазовые порфириты; 4) авгит-андезиновые порфириты; 5) авгит-лабрадоровые порфириты. Мощность всей порфиритовой свиты до 2500 м.

Средний структурный этаж (позднеюрский-раннепалеогеновый -  $\mathcal{J}_3 - P_I$ ), представленный породами позднеюрского - раннепалеогенового возраста: песчано-карбонатными отложениями верхней вры, известняками мела, песчаниками, известняками и глыбовыми фациями раннего палеогена - неогена. В е р х - н я я в р а по данным Т.А.Пайчадзе (1970) представлена отложениями келловей-нижнего оксфорда, верхнего оксфорда-кимериджа и титона. Отложения келловей представлены терригенными породами, глинистыми песчаниками и песчанистыми глинами. Они трансгрессивно залегают на различных горизонтах порфиритовой свиты байоса, а местами - на отложениях верхнелейассовой песчано-сланцевой свиты. Суммарная мощность всех келловейских отложений изменяется от 40 до 80 м. Келловейские отложения постепенно сменяются карбонатными песчаниками и песчанистыми известняками оксфорда. В нижней части это в основном массивные рифогенные известняки, которые согласно сменяются кимериджскими отложениями. Породы титонского возраста - мергели, карбонатные песчаники и известняки, согласно сменяющие кимериджские, имеются лишь в Рибисской синклинали. Далее следует свита флишевых отложений верх-

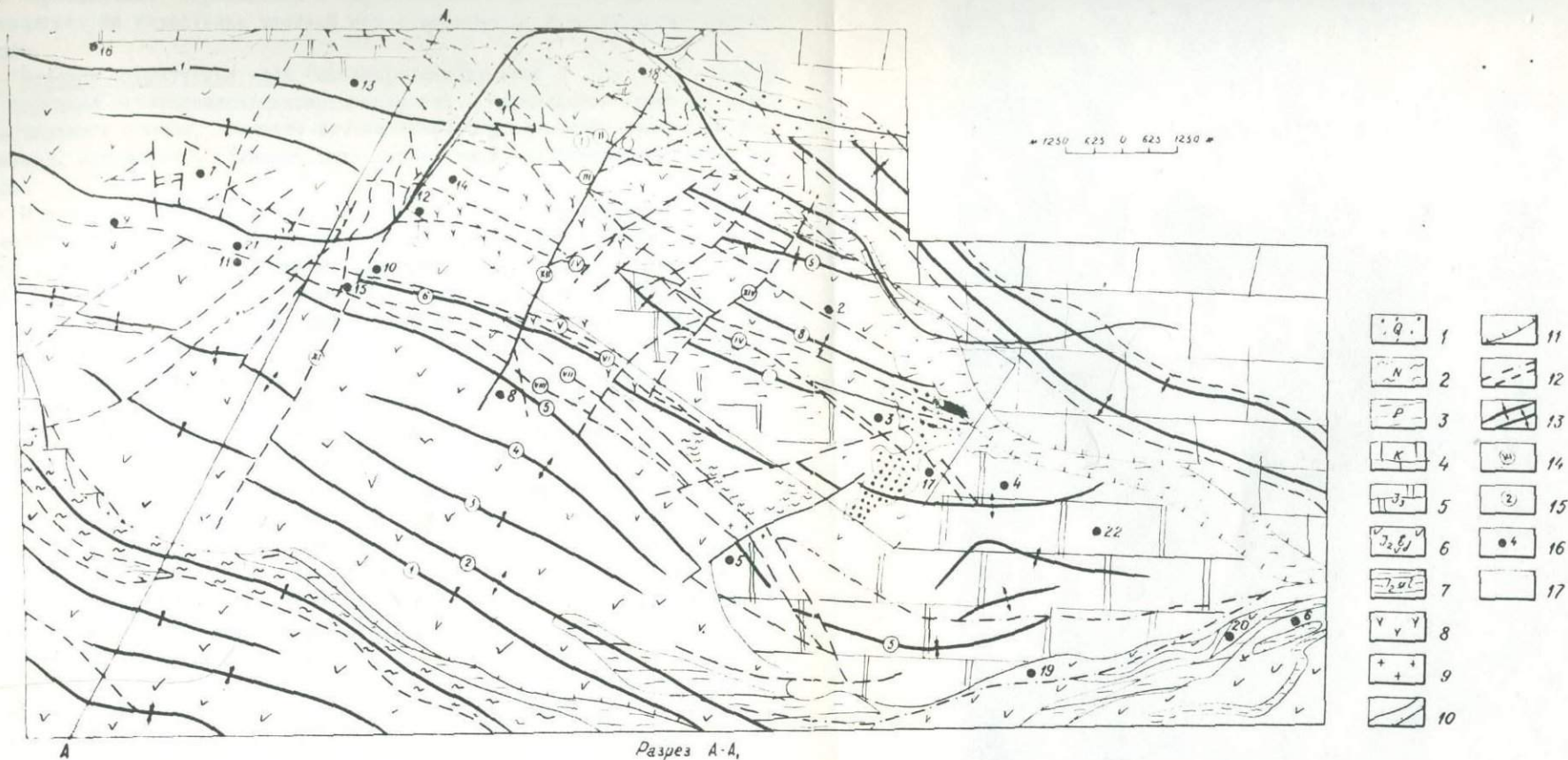


Рис. 1. Схематическая геологическая карта **Ичо-Осетивского** рудного района (составлена с использованием материалов П.Д.Гамкрелидзе, М.Н.Джапаридзе, Г.Н.Бежанишвили, О.И.Шириашвили, В.Д.Гуниава, О.О.Каландадзе, В.К.Джавришвили).

Условные обозначения: 1 - современные отложения - галечники, глины; 2 - миоцен средний и верхний - конгломераты, песчаники, глины; 3 - палеоген-олигоцен, верхний эоцен, верхний и средний эоцен, глины, маргели, известняки; 4 - мел - верхний и нижний - мергели, глины, известняки; 5 - верхняя юра - титон, оксфорд, кимеридж, келловей - известняки, мергели, песчаники, глины; 6 - средняя юра - байос - порфириды, их туфы, туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты, песчаники, глинистые сланцы; 7 - глинистые сланцы и песчаники, редко туфы и туфопесчаники; 8 - альбитофиры; 9 - диоритовая интрузия; 10 - стратиграфические контакты: а - согласный, б - несогласный; 11 - налив флиша; 12 - тектонические нарушения; 13 - оси складчатых структур; а - синклинали, б - антиклинали; 14 - номера тектонических нарушений; 15 - номера складчатых структур; 16 - месторождения и рудопроявления (1 - Квайсинское свинцово-цинковое месторождение; 2 - рудопроявление Варах-Ком; 3 - рудопроявление Валь-Хох; 4 - рудопроявление Эрцо; 5 - рудопроявление Хихата; 6 - рудопроявление Сохта; 7 - месторождение Скаты-Ком; 8 - рудопроявление Раздаран-Ком; 9 - рудопроявление Тельнари; 10 - рудопроявление Мирткаджин; 11 - рудопроявление Донджин; 12 - месторождение Кауата (Хардисар); 13 - рудопроявление Аксарджин; 14 - рудопроявление Жордано-Хох; 15 - рудопроявление Мирткаджин; 16 - рудопроявление Целиси; 17 - ртутно-мышьяковое рудопроявление Эрцо; 18 - рудопроявление Замтарети; 19 - рудопроявление Абано; 20 - рудопроявление Сохта; 21 - рудопроявление Варта); 17 - контур изученного рудного поля.

ней яры, представленных аргилитскими песчаниками, кластическими известняками.

Меловые отложения (нижний и верхний мел) представлены карбонатными, переходными и терригенными породами, которые несогласно налегают на известняки верхней яры и местами на вулканогенные породы байоса.

Верхний структурный этаж (послесреднеэоценовый  $P_2 - \sim$ ), сложенный породами послесреднеэоценового возраста - нормальными морскими осадками верхнего эоцена, глинисто-песчанистыми образованиями олигоцена, песчаниками, мергелями и глинами, реже карбонатными отложениями миоцен-плиоцена.

Палеогеновые отложения представлены эоценом и олигоценом. Эоценовые породы несогласно перекрывают верхнеюрские и меловые карбонатные фации. В районе они представлены двумя свитами (Майсадзе, 1970): 1) средний эоцен - верхний эоцен, представленный нормально-осадочной свитой, трансгрессивно перекрывающей меловые и более молодые отложения. Мощность свиты от 10 до 160 м; 2) свита глыбовых брекчий верхнеэоценового возраста развита севернее нормально-осадочных образований, вдоль флишевого надвига. Эта свита представляет собой обломки и глыбы верхнеюрских, байосских, меловых и среднеэоценовых пород, погруженных ныне под надвинутые на них флишевые отложения.

Между Варах-комской и Валь-хохской дизъюнктивными структурами в последнее время исследователями выделены т.н. вулканомиктовые брекчии, которые по своей природе скорее всего соответствуют вулканокластическим образованиям (по Влодавец, 1959). Эти брекчии датируются верхним эоценом. Они состоят из обломков альбитофиров байосской вулканогенной свиты и реже верхнеюрских известняков. Цемент имеет массивную текстуру и представлен пироксен-лабрадорным базальтом.

Олигоценовые отложения, представленные гипсоносными глинами и песчаниками майкопского типа трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, перекрывают более древние отложения.

Неогеновые отложения распространены в южной части района и представлены средне- и верхнемиоценовыми конгломератами, песчаниками, глинами и глинистыми песчаниками. Мощность этих отложений не превышает 300 м.

Магматические образования, представленные интрузивной и жильной фацией, по минеральному, химическому составу и возрасту могут быть разделены на два комплекса: кислых и основных пород. В первый комплекс объединяются гипабиссальные гранодиориты, жилы и дайки альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Во второй комплекс входят силлы и жильные породы диабазов и диабазовых порфиритов.

Гранодиориты пользуются нешироким распространением. Они секут байосскую порфиритовую свиту.

Кварцевые альбитофиры и альбитофиры в районе широко развиты. Они секут породы байосской свиты и не выходят за ее пределы. На основании этих данных возраст даек определяется как постбайосский.

Г.С.Дзоценидзе, кварцевые порфиры и альбитофиры, приуроченные к среднеюрским порфиритам, относит к дацитам, липарито-дацитам и трахидацитам с вторичной альбитизацией плагиоклаза и считает их жильной фацией батских

гранитоидов. Однако приуроченность даек и штокообразных тел к региональным разрывным нарушениям, секущим складчатые структуры батского возраста, позволяет нам согласиться с мнением Г.А.Твалчрелидзе, об их принадлежности к постскладчатым образованиям киммерийского цикла, охватывающего верхнюю впадину и нижний мел.

Среди диабазов района выделяется два основных типа: альбитовый (спилитовый) и лабрадоритовый, представляющий силловую фацию среднеурских эффузивов; спилитовые диабазы соответствуют спилитовым порфиритам и вместе с ними являются ранними образованиями, а лабрадоритовые диабазы и лабрадоритовые порфириты – более поздними. Часто наблюдаемая уралитизация лабрадоритовых (иногда и спилитовых) диабазов связана с их дайковой формой залегания и, по-видимому, вызвана влиянием постмагматических растворов, связанных с молодыми интрузиями.

Охарактеризованные образования района отчетливо дислоцированы, собраны в узкие линейные складки общекавказского СВ простирания и разбиты многочисленными тектоническими нарушениями на блоки, перемещенные по вертикали на десятки и сотни метров.

Непосредственно в пределах Квайсинского рудного района выделяются последовательно чередующиеся с юго-запада на северо-восток синклинальные и антиклинальные структуры различных порядков.

Наиболее значительные рудоносные участки приурочены к крыльям синклинальных структур – Ири-Варах-Комская (Квайса), Рибисская (Раздаранкомское рудопроявление), Валь-Хохская, Варах-Комская – с одноименными рудопроявлениями.

Складки, как правило, сжатые, асимметричные с крутым ( $60-80^{\circ}$ ), преимущественно юго-западным падением осевых плоскостей и падением крыльев  $40-60^{\circ}$

В исследуемом районе развито большое число тектонических нарушений, отличающихся по ориентировке и морфологическим особенностям. Особенно широко они распространены на площади Квайсинского рудного поля. Наиболее важное из них рудоконтролирующее значение имеют Раздаранкомский и Квайсинский продольные разломы, а также некоторые поперечные нарушения. Раздаранкомский разлом пересекает северное крыло Рибисской синклинали и прослеживается более чем на 13–14 км. По характеру движений разлом представляет собой взброс-надвиг. Из месторождений, приуроченных к этому разлому и операционным его системам разрывных нарушений наиболее изученным является Раздаранкомское свинцово-цинковое.

От Раздаранкомского разлома с северо-востока ответвляется Лонджинский взбросо-сдвиг, осложняющий замковую часть Бубской антиклинали. В юго-восточном направлении этот разлом сочленяется с Бидиридонским разломом, а еще южнее срезается Сау-Казахдон-Цонским поперечным нарушением.

Между Раздаранкомским и Лонджинским разломами проходит нарушение близширотного простирания с падением на юго-запад под углом  $70-80^{\circ}$ . Это нарушение сочленяется с Раздаранкомским разломом.

Важнейшую роль в тектоническом строении рудного района играют продольные Валь-Хохский, Варах-Комский, Жордана-Хохский и Квайсинские (I и II) рудоносные разломы, которые будут описаны в главе, посвященной структуре Квайсинского рудного поля.

Большое развитие в районе имеют поперечные нарушения. По характеру

движения они представляют собой взбросо-сдвиги, сбросо-сдвиги, сдвиги и сбросы с крутым падением сместителя. Эти нарушения имеют горизонтальную и вертикальную амплитуду от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Наиболее крупными из них является Засетикаунский сброс северо-западного простирания с опущенным северо-восточным крылом.

К югу, между Гагрско-Джавской зоной и Грузинской глыбой расположена площадь шириной до 4 км и глубиной до нескольких км, сложенная третичными отложениями. Она представляет собой синклиналь с крутыми, слегка опрокинутыми на юг крыльями. В восточном направлении она продолжается по линии надвига Уцера-Павлеурского шарьяжа, а в западном – непосредственно увязывается с шкарской синклиной. С севера, как уже отмечалось, Гагрско-Джавскую зону ограничивает линия надвига, перекрытая центральной частью Мestia-Тинетской флишевой зоны, включающей в себя Шовско-Пасанаурскую и Жинвальско-Гомборскую подзоны.

### Особенности геологического строения и рудности Квайсинского рудного поля

Квайсинское рудное поле сложено в основном породами юрского возраста, представленными песчано-глинистыми отложениями верхнего лейаса, вулканогенными породами байоса и массивными рифовыми известняками верхней вры. Подчиненным распространением пользуются известняки и мергели мела, среднеэоценовые песчано-карбонатные и аллювиально-делювиальные отложения.

Наиболее крупной складчатой структурой рудного поля является Цедиско-Ахсарджинская антиклиналь, вжное крыло которой осложнено складками более низкого порядка, а также Бубская и Кесакинская антиклинали.

Первостепенную роль в строении Квайсинского рудного поля играют продольные (близширотные) и поперечные (имеющие секущее направление к осям складок) разрывные нарушения.

Среди продольных субширотных разрывных нарушений наиболее крупными являются Северный и Южный, т.н. "Квайсинские разломы" (I, II), а также Варах-Комская (III) и Валь-Хохская (IV) структуры. Они сопровождаются мощными зонами дробления, брекчирования и гидротермального изменения пород аргиллизитовой формации, в которых концентрируется рудная минерализация. При этом зоны гидротермально измененных пород имеют различную протяженность и изменчивую мощность. Эти разломы являются основными рудоконтролирующими структурами рудного поля. К в а и с и н с к и е р а з л о м ы (северный и южный) расположены в пределах Квайсинского месторождения. Между ними, по данным И.Р.Кахадзе (1951), залегает тектонический клин, сложенный массивными известняками верхней вры, слоистыми известняками нижнего мела, вулканогенными образованиями байоса и отложениями эоцена. Как Южный, так и Северный разломы представлены мощной зоной дробленных, брекчированных, развальцованных, аргиллизированных пород порфиритовой свиты байоса и известняков верхней вры (брекчиевые известняки, уч. "Надарбаз") с включениями линзовидных, местами неправильной формы обломков массивных, рудоносных и безрудных известняков, а также порфиритов и их туфов.

Мощность зоны дробления у Южного разлома 15-20 м, а вдоль Северного – редко превышает 6-7 м.

В а р а х - К о м с к и й разлом прослеживается на поверхности более чем на 2 км. Предполагается его взбросовый характер, падает на юго-

запад под углом 60–85°. На поверхности разлом представлен зоной гидротермально измененных пород мощностью от 3 до 15 м, в которой в некоторых местах отмечается баритовая сыпучка и гнездовидные образования баритового, барит-кварцевого и кварцевого состава с вкрапленностью сульфидов.

В а л ь – Х о х с к и й разлом падает на юго-запад под углом от 75° до вертикального. По характеру движений представляет собой взброс, прослеженный на 8 км. На востоке разлом срезается Сау-Казак-дон-Цонским нарушением, а на западе – поперечным разломом. Вдоль разлома развита зона брекчированных, дробленных рудоносных и гидротермально измененных аргиллизированных (порфириновые туфы, туфобрекчии, туфокогломераты) пород. Мощность зоны от 1 до 20 м.

Ж о р д а н а – Х о х с к и й разлом представлен гидротермально измененными породами мощностью до 20 м. Падение разлома северо-восточное под углом 50–70°. Разлом прослеживается на 150 м. Он простирается почти параллельно Варах-Комскому разлому и, возможно, является операцим.

В пределах Квайсинского рудного поля фиксируются также и другие меньшие по масштабу разрывные нарушения, которые имеют большое значение как пути движения для гидротермальных растворов и обуславливают места локализации рудных тел. В связи с этим оруденение приурочено не только в основных разломах, но и к сопряженным операцим структурам. Такие разрывные нарушения под острым углом отходят от основных и вместе с ними составляют мощную (100 м и более) зону дробленных гидротермально измененных пород с сульфидной минерализацией.

Все охарактеризованные рудоконтролирующие разломы близширотного простираения, а известные в районе крупные разрывные нарушения близмеридионального простираения в отношении оруденения представляют неблагоприятные структуры.

Основными рудовмещающими породами в пределах изученного рудного поля, как отмечалось выше, являются породы п о р ф ф и р и т о в о й с в и т ы б а й о с а, представленные различными порфиритами и соответствующими им по составу пирокластолитами (туфобрекчии, туфы, туфопесчаники, туфокогломераты и др.).

Среди порфиритов в пределах рудного поля наиболее распространены плагиоклазовые порфириты зеленовато-серого цвета и роговообманково-плагиоклазовые порфириты зеленовато-черного цвета.

Порфириты переслаиваются с туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками, туфокогломератами и др., представленными грубообломочными породами. Состав туфов изменчив, имеются как спилитовые туфы, так и туфогенные породы. В сложении этих туфогенных пород принимают участие в основном обломки различных пород порфиритовой свиты байоса. Надо отметить, что все эти породы претерпевали метасоматические преобразования регионального, а также околотрецинного характера, особенно вдоль проходящих в них разломов.

Д а й к о в ы е п о р о д ы кислой серии (альбитофиры) в районе рудного поля пользуются большим распространением. Они секут порфиритовую свиту байоса и представлены плагиоклаз-кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфирами светло-коричневато-серого цвета с порфиристыми выделениями полевого шпата. Что касается даек диабаз-порфиритов, то они, в основном, фиксируются в горных выработках Квайсинского месторождения.

О р г а н о г е н н ы е р и ф о в ы е и з в е с т ы а к и верх-

ней вры (лузитан) на изученном рудном поле пользуются также значительным распространением. Надо отметить, что оруденение на участке Надарбазеви в основном приурочено к этим известнякам. Описанные известняки вдоль разломов претерпевают гидротермальные изменения.

В пределах Квайсинского рудного поля, помимо собственно Квайсинского свинцово-цинкового месторождения, известны многочисленные свинцово-цинковые, барит-полиметаллические, баритовые, железо-марганцевые, кварцево-ртутно-мышьяковые и др. месторождения и рудопроявления (см. рис. I). Приведем краткую общую характеристику минерализации.

К в а и с и н с к о е с в и н ц о в о - ц и н к о в о е м е с т о р о ж д е н и е (I) расположено в северном крыле Цедис-Ахсарджинской антиклинальной складки близширотного простирания и контролируется зоной разломов субширотного простирания.

Месторождение разделяется на три участка (с запада на восток): Нижняя Квайса, Верхняя Квайса и Надарбазеви.

Оруденение на Квайсинском месторождении представлено как жильными, так и метасоматическими залежами, локализуя в Северном и в Южном разломах как в порфиритах байоса, так и в известняках верхней вры. По структурно-морфологическим особенностям в пределах Квайсинского месторождения М.Н. Джаларидзе (1974) выделяет три типа рудных тел: 1) рудоносные зоны или жилообразные залежи; обогащенные рудными минералами участки (рудные столбы) обладают жило-, линзо- и гнездообразными формами. В местах сочленения рудоносных трещин жилы часто разветвляются и выклиниваются, 2) метасоматические залежи - линзы, гнезда, приуроченные к внутриформационным системам трещин в верхнерурских известняках. 3) рудные "будины" в зонах смятия и развальцовывания вдоль контактов рудокомпетентных пород в пределах Южного Квайсинского разлома.

Положение рудных столбов в рудных телах первой группы определяется интервалами приоткрывания трещин в местах изгибов при сдвиговых перемещениях их стенок. Такие рудные столбы характерны для Верхней и Нижней Квайсы. На нижней Квайсе широко распространены также обогащенные рудные участки второго типа, приуроченные к местам разветвления трещин. Рудные тела Третьей группы встречаются на участке Надарбазеви. Они приурочены к местам раскрытых ранних трещин или межпластовых контактов, в участках сочленения их с относительно крупными смещениями.

Изучение морфологии рудного тела и структуры Надарбазевского участка показывало, что рудная залежь состоит из нескольких рудных столбов, соединяющихся ниже горизонта шт. "Капитальная".

Выше 1700 м (горизонт шт. №6) рудные столбы характеризуются прекращением оруденения в виде тупых или разветвляющихся выклиниваний. Неправильные очертания имеют они также в горизонтальном сечении, их мощность меняется от I до 10-12 м. Максимальная мощность замечается на уровне 1300-1500 м.

К главным рудным минералам месторождения относятся - галенит, сфалерит, пирит, марказит; к второстепенным - мельниковит, мельниковит-марказит, мельниковит-пирит, вурцит, халькопирит и др. Жильные и новообразованные нерудные минералы представлены карбонатами - кальцитом и доломитом, гидрослюдой, смешаннослойными глинистыми минералами, хлоритом, кварцем, гипсом, цеолитом, пиренитом, адуляром и др. Зона окисления проявлена срав-

нительно слабо, в ее пределах распространены главным образом гидроокислы железа и смитсонит.

В пределах Квайсинского месторождения в породах порфиритовой свиты локализируются также баритовые залежи, обособленные от свинцово-цинковых руд. Они размещаются во внутренних частях Квайсинских разломов и прослеживаются в виде узкой полосы субширотного простирания, ориентированно под острым углом к разломам, вмещающим свинцово-цинковую руду. Баритовые залежи столбообразной формы локализованы в зонах брекчирования и изменения пород.

Рудопроявление Варах-Ком (2) расположено южнее Квайсинского месторождения и контролируется Варах-Комским разломом. Рудовмещающими здесь являются породы порфиритовой свиты байоса, рассеченные дайками альбитофиров. Варах-Комский разлом, проходящий в южном крыле Цедис-Ахсарджинской антиклинали, прослежен на поверхности более чем на 2 км. Разлом имеет субширотное простирание и падает на юго-запад под углом  $60-85^{\circ}$ . На поверхности зона разлома представлена интенсивно оглиненными лимонитизированными породами, местами с баритовыми и барит-кварцевыми гнездами с вкрапленниками сульфидов (в основном галенитом и марказитом). Мощность зоны от 3 до 15 м.

Горными выработками в пределах этого разлома были подмечены многочисленные мелкие рудные тела с Pb - Zn минерализацией.

В начале 1977 г. на рудопроявлении вскрыта рудная залежь, мощность которой в некоторых местах достигает 0,5 м. Залежь на поверхности покрыта баритовой шляпой. Содержание свинца в рудах Варах-Ком от следов до 5,71 %, цинка - до 2,02 %, барита - от следов до 5,7 %.

Рудопроявление Валь-Хох (3) залегает в вулканогенных образованиях байоса, перекрытых песчано-глинистыми и карбонатными отложениями верхней юры и кварцево-слюдистыми песчаниками эоцена, слагающими Валь-Хохскую синклиналь. Рудопроявление, разведываемое в настоящее время, приурочено к крутому ( $60-70^{\circ}$ ) близширотному Валь-Хохскому сбросу, имеющему юго-западное падение. Разлом представлен зоной интенсивно рассланцованных, оглиненных, хлоритизированных пород и прослеживается с перерывами почти на 5-6 км. Часто оруденение встречается в сопряженных с разломом структурах. На контакте вулканогенных пород байоса с верхнеюрскими известняками оруденение представлено линзами кальцит-пиритового состава с вкрапленностью галенита и сфалерита; местами имеются линзы и прожилки с богатым содержанием свинца и цинка. В последнее время в зоне Валь-Хохского разлома в порфиритовых туфах и туфобрекчиях байоса обнаружено крупное рудное тело, мощность которого местами достигает 17 м. Оруденение в основном представлено брекчиевыми телами, местами встречаются жилы и прожилки. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, пирит, марказит, халькопирит, блеклая руда.

Рудопроявление Эрцо (4) приурочено к раздробленным мергелям и известнякам лузитана. По генетическим признакам оруденение близповерхностное, низкотемпературное. Оно представлено субпараллельными телами, состоящими из густой вкрапленности полиметаллов. Основное рудное тело прослежено по простиранию на 1 км и по падению на 140 м. Средняя мощность его 2,65 м. Оруденение ограничивается тектонической глиной. Второе тело, не имеющее выхода на поверхность, зафиксировано в штольне,

а третье вскрыто скважиной в глинисто-песчанистых отложениях келловей-оксфорда. Ококлудное изменение в известняках выражается в основном в перекристаллизации и окварцовании.

Оруденение эрцойского рудопроявления приурочено к трещинам скальвания, сопряженным с Эрцо-Кемультинской антиклиналью и Алхашендской синклиналью (Мачавариани, 1972). Главными рудообразующими минералами являются: галенит, сфалерит, пирит, мельниковит-марказит, марказит, халькопирит, гематит, кальцит, анкерит, сидерит, халцедон, кварц. Среднее содержание свинца 2,89, цинка - 3,92 %.

М е с т о р о ж д е н и е С к а т ы - К о м (7) приурочено к южному крылу Цедис-Ахсарджинской антиклинали и сложено порфиритовой свитой байоса, а также альбитофирами и диабаз-порфиритами. Месторождение приурочено к гидротермально измененной порфиритовой свите байоса. По текстурным особенностям выделяются следующие типы руд: массивные метаморфизованные руды, сложенные в основном галенитом, свинчаком; брекчиевидные и прожилково-вкрапленные руды, наблюдающиеся в приальбанцовых частях рудного тела (Барсанов, 1937; Иваницкий, 1963). Месторождение относится к барит-полиметаллическому типу оруденения и характеризуется сложным составом руды. В частности, в состав руды входят: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, ангорит, магнетит, барит, карбонат, халцедон, кварц, серицит, хлорит, глинистые минералы, эпидот, цоизит; супергенные - церуссит, смитсонит, англезит, халькозин, ковелин, лимонит, крокоит. Среднее содержание свинца 5, цинка - 2 %.

Баритовое м е с т о р о ж д е н и е К а у а т а (Хардисар) (12) расположено среди порфиритовых пород байоса в узле сопряжения Ири-Варах-Ком с Хардисар-Эрцойской антиклиналью и Валь-Хохской синклиналью. Оруденение приурочено к разрывному нарушению юго-восточного простирания. Разлом прослеживается в виде 20-50-метровой зоны дробления, вдоль которой породы хлоритизированы, окварцованы, баритизированы, карбонатизированы. "Главная" жила месторождения приурочены к месту изгиба рудовмещающего разлома в плане и по падению. Максимальная площадь жилы 11,5 м. По простиранию жила прослежена на 400 м, а по падению - на 150-200 м. На флангах она выклинивается, и далее разлом прослеживается в виде баритизированной зоны.

В пределах рудного поля известны также многочисленные мелкие рудопроявления, расположенные среди пород порфиритовой свиты байоса и известняков верхней яры.

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ РУДНОГО ПОЛЯ

К гидротермально измененным породам Квайсинского месторождения посвящен отчет В.Д.Гуниава и Г.Х.Гигиадзе, а также отдельные главы ряда неопубликованных работ; в этих работах в основном охарактеризованы черты минерального состава метасоматитов.

Однако, учитывая, что описываемый район выдвинут как весьма перспективный на выявление аналогичных типов оруденения, в том числе новых "слепых" рудных тел, в пределах известных месторождений специальное изучение гидротермально измененных пород, развитых как в рудоносной порфиритовой свите байоса, так и в известняках верхней яры, имеет важное практическое

значение.

В результате изучения байосских порфиритовых пород Квайсинского рудного поля установлено, что гидротермальные изменения в них могут быть отнесены к региональной пропилитовой и околотрещинной аргиллизитовой формациям. Последняя проявлена как среди основных вулканитов, слагающих рудное поле, так и в верхнеюрских коралловых известняках.

При определении формационной принадлежности метасоматитов автором были использованы общие принципы и критерии выделения гидротермальных метасоматических формаций, изложенных в работах Д.С.Коржинского (1953), Н.И.Наковника (1954, 1967), В.А.Жарикова (1956, 1968), В.А.Жарикова и Б.И.Омельяненко (1965), Б.И.Омельяненко (1972, 1978), М.М.Василевского (1973), Д.В.Рундквиста и И.Г.Павловой (1974) и др.

#### Метасоматиты формации региональных пропилитов

Исследование рудовмещающих вулканогенных толщ Квайсинского рудного поля, объединяющихся в единую диабаз-спилит-порфиритовую формацию (Дзоцендидзе, Твалчредидзе, 1965; Заридзе, 1970), повсеместно несут следы слабо или менее интенсивного изменения, относимого к региональному зеленокаменному метасоматозу - пропилитизации. Среди них можно выделить два типа пропилитизированных пород: а) пропилиты зон регионального изменения, для которых трудно наметить какую-то четкую зональность; этим изменениям подвержены все слагающие район вулканические породы; б) пропилиты внешних зон аргиллизированных пород, непосредственно связанные с оруденением.

Ниже описаны особенности метасоматитов первой группы - зон регионального изменения. Пропилиты внешних зон аргиллизитов, учитывая их формационную принадлежность, рассмотрены в следующем разделе.

По интенсивности преобразования пород и их минеральному составу среди пропилитов зон региональных изменений можно выделить следующие фации:

1) слабо измененные порфириты, 2) хлорит-кальцитовые, 3) хлорит-кальцит-серцитовые, 4) хлорит-кальцит-серцит-альбитовые, 5) хлорит-кальцит-пренит-альбитовые.

Слабо измененные порфириты в изученном нами районе пользуются незначительным развитием и сохраняются в виде отдельных реликтовых участков. В частности они вскрыты скважинами на сравнительно глубоких горизонтах (1300 м), а также в некоторых приповерхностных участках (Варах-Ком, Надарбаз). Слабо измененные породы позволяют восстановить их первичный состав. Первичные породы были представлены плагиоклаз-пироксеновыми, плагиоклазовыми и плагиоклаз-роговообманковыми порфиритами и их туфами, а также пересекающими их дайками альбитофиоров и диабаз-порфиритов, с которыми местами пространственно ассоциируют рудные тела.

Плагиоклаз-пироксеновые порфириты - это в основном мелкозернистые авгит-лабрадоровые и авгит-андезиновые породы размером фенокристаллов от I до 3 мм. В авгит-лабрадоровых порфиритах плагиоклаз № 55 - № 80 (от лабрадора до битовнита). Пироксен - ( $C_{N}g = 36 - 45^{\circ}$ ) относится к авгиту. Авгит-андезиновые порфириты характеризуются более кислым составом. В них номер плагиоклаза варьирует от 32 до 45; пироксен-авгит ( $C_{N}g = 38 - 45^{\circ}$ ).

Плагиоклазовые порфиры содержат только фенокристаллы плагиоклаза от 1 до 3 мм. (№ 85), темноцветные силикаты отсутствуют. Основная масса в этих породах — стекло с микролитами плагиоклаза — характеризуется гиалопилитовой, местами пятнистой (мозаичной) структурой.

Плагиоклаз-роговообманковые порфиры характеризуются также порфировой структурой с фенокристаллами плагиоклаза (№ 15-30) и роговой обманкой ( $C/Vg = 14-21^0$ ). Основная масса — стекло с микролитами плагиоклаза — имеющая гиалопилитовую структуру. Во всех этих породах в участках слабого изменения происходит только разложение стекла с развитием по нему хлорита, а в некоторых местах и стекло не замещено, наблюдается лишь девитрофикация основной массы. Порфиновые выделения и микролиты плагиоклаза и пироксена в основной хлоритизированной или девитрофицированной массе совершенно не замещены новообразованиями. В участках изменения стекловатого базиса сохраняется только скорлуповатое строение стекла (рис.2). По нашему мнению эти участки являются реликтами, не затронутыми процессами региональной пропилитизации, а замещение стекла хлоритом или же его девитрофикация происходит в результате аутометаморфического процесса — воздействия остаточных газовой-жидких растворов без привноса-выноса веществ в момент его формирования. Местами по хлоритизированной основной массе развиты многочисленные глобулы сфена размером от субмикроскопических до 0,1 мм. Из рудных минералов имеются крупные зерна магнетита. Изредка акцессорно встречается апатит.

Пропилиты хлорит-кальцитовый фации распространены значительно шире. Породы этой фации были изучены преимущественно в диабаз-порфирах, сравнительно мало затронутых гидротермальной пропилитизацией (штольня "Капитальная", кваршлаг № 8 у Северного разлома). Изменение в них выражается в основном в хлоритизации темноцветных минералов, в частности пироксена (авгит), а местами в частичной хлоритизации плагиоклаза, замещаемого в центральных частях кристаллов. Сравнительно слабо проявлена карбонатизация пород, выраженная в образовании небольших участков, сложенных кальцитом. Местами сохраняется свежий пироксен, только раздробленный. Плагиоклаз в основном свежий, местами также раздробленный, замещенный хлоритом, реже — кальцитом. Из рудных минералов характерен магнетит. Имеются также редкие мелкие глобулы сфена.

Пропилиты хлорит-кальцит-серицитовый фации развиваются преимущественно по диабазовым порфиритам и их туфам. Хлорит замещает как основную массу, так и фенокристаллы плагиоклаза и пироксена. Серицит развивается по фенокристаллам плагиоклаза. Местами плагиоклаз полностью замещен серицитом или же кальцитом. Кальцит развивается по темно-цветным минералам основной массы. В некоторых участках основная масса замещается гидрослюдой. Из рудных минералов встречается магнетит и акцессорная примесь апатита. Среди минералов — новообразований для этих пород характерны глобулы сфена.

Пропилиты хлорит-кальцит-серицит-альбитовой фации развиваются по плагиоклазовым порфиритам и их туфам. В этих породах основная масса почти полностью хлоритизирована (железистый хлорит) с густой вкрапленностью магнетита,

местами переходящего в гематит. Выделяются участки, в которых наряду с хлоритом по основной массе развивается кальцит или гидрослюда, в редких случаях – единичные мелкие зерна кварца. Порфиновые выделения и микролиты в породах этой фации замещены в основном серицитом и глинистыми минералами, хотя значительным распространением в зоне пользуются и другие типы изменений, развивающиеся по плагиоклазу. В частности, местами плагиоклаз альбитизирован или полностью замещен кальцитом (полные псевдоморфозы). В некоторых участках происходит развитие скелетных образований по плагиоклазу, каркас которого построен альбитом, а пространство между ними заполнено кальцитом, или же скелетные образования хлоритового каркаса заполняются кальцитом. Встречаются участки, где плагиоклаз замещается кальцитом в ассоциации с гематитом, чаще всего последний развивается в виде каемки.

Наблюдается замещения зерен плагиоклаза одновременно альбитом, хлоритом, кальцитом. Альбит по плагиоклазу чаще всего развивается в виде каймы, а в центральной части развиты процессы серицитизации, хлоритизации или карбонатизации (рис. 3).

В пропилитизированных порфиритах вышеописанной фации темноцветные минералы – пироксен, реже амфибол, в основном свежие и лишь немного раздроблены. Местами эти минералы частично замещены хлоритом или кальцитом с зернами бирита; редко наблюдается полное замещение их кальцитом, чаще в ассоциации с пиритом или хлоритом и гидрослюдой.

Наряду с главными минералами в породах присутствуют аксессуарные, сфен, рутил, апатит. Среди них наиболее распространен сфен, который в виде довольно густой вкрапленности рассеян в породе, чаще всего в виде отдельных оолитовых зерен, местами образуя цепочки. Содержание сфена в породе составляет 3–4%. Жилы и прожилки в породах этой фации встречаются сравнительно редко. По составу это кальцитовые, хлоритовые, реже гидрослюдяные и кварц-кальцитовые. В изученном рудном поле в пропилитизированных породах этой фации, имеющих амигдалоидный характер (в основном порфиритовые туфы и туфобрекчии) в большом количестве встречаются миндалины или гнезда, выполненные минералами ассоциации пропилитов: хлоритом, гидрослюдой, кальцитом, реже халцедоновым кварцем. Изредка встречаются пустоты, заполненные баритом с гематитом, флюритом с кальцитом и хлоритом и др.

Пропилитизированные породы хлорит-кальцит-пренит-альбитовой фации в пределах изученного рудного поля развиты на относительно локальных участках. Эти породы обнажаются в основном в районе месторождения Скаты-Ком, в западном участке с. Часавали, а также на уровне штольни № 6. В этих породах наряду с изменениями, отмеченными для пород хлорит-альбит-кальцитовой фации, значительное место занимает процесс полного замещения пренитом. При этом серицит полностью исчезает. Совместно с пренитом часто присутствует хлорит. Местами плагиоклаз по краям кристаллов альбитизирован. Следует отметить, что совместное замещение минералов пренитом и кальцитом не наблюдается, встречаются лишь зерна, пересекающиеся прожил-

ками кальцита. Вкрапленники магнетита по основной массе переходят в гематит. В этой зоне темноцветные минералы претерпевают изменения того же характера. В редких случаях происходит замещение пироксена мелкозернистым кварцем, сохраняя только форму минерала. Местами они сравнительно устойчивы, только раздроблены. В породах пустоты заполнены такими же минералами, как в предыдущих фациях (хлорит, кварц, кальцит, гидрослюда и др.). Кроме отмеченных минералов в пустотах пород встречаются выделения минерала, определенного нами как гибшит в ассоциации с хлоритом и гидрослюдой (рис. 4).

Изучение пропилитизированных пород Квайсинского рудного поля позволяет наметить определенную закономерность в порядке замещения минералов магматических пород по мере увеличения интенсивности процесса пропилитизации. В частности в слабо пропилитизированных породах наблюдается замещение темноцветных минералов хлоритом и местами карбонатом, а плагиоклаз остается еще сравнительно свежим. В зоне более интенсивной пропилитизации происходит замещение плагиоклаза серицитом и хлоритом, магнетита гематитом и частично пиритом. Сфен в сильно измененных участках замещается лейкоксеном. В порфиритах основная масса замещается хлоритом при сохранении свежих плагиоклазов. В последующем происходит почти одновременное замещение плагиоклаза и цветных минералов вторичными минералами.

Изложенные данные указывают на то, что процессы пропилитизации в изученном рудном поле происходят в региональном масштабе. Пропилиты представлены низкотемпературными фациями, о чем свидетельствует полное отсутствие в пропилитизированных породах эпидота и актинолита, при постоянной ассоциации хлорита с кальцитом (Коржинский, 1960).

Изучение последовательности минералообразования в пропилитах рудного поля показало, что наиболее ранними минералами, "открывающими" процесс пропилитизации, являются хлорит и магнетит, за которыми постепенно следуют кальцит, альбит, серицит, пренит, гематит, кварц, пирит и др.

Изучение поведения главных породообразующих элементов, слагающих выделенные нами отдельные метасоматические фации пропилитизированных пород, проводилось путем пересчета химических анализов пород по методу Барта (рис. 5, табл. I). В итоге этих исследований устанавливается, что при переходе от хлорит-кальцитовой фации в породах хлорит-серицит-кальцитовой фации происходит привнос  $Na, Ca, Mn, Al, S, OH$  и вынос  $K, Mg, Fe, Si, P$ , а в породах хлорит-серицит-кальцит-альбитовой фации - привнос  $K, Na, Mn, Ti, Si, OH$  и вынос  $Ca, Mg, P$  в породах хлорит-альбит-пренит-кальцитовой фации - привнос  $Mn, Fe, Al, Si, S$  и вынос  $K, Ca, Mg, P, OH$ .

Исследование последовательности образования минеральных ассоциаций, а также поведения главнейших петрогенных элементов в отдельных фациях пропилитизированных пород района показало, что образование их происходило в течение длительного отрезка времени и раствор, циркулировавший в породах, успевал изменить свой состав в сторону поокисления, в результате чего происходило отложение вышеотмеченных различных минеральных ассоциаций.

Пересчет химических анализов пропилитизированных

№ обр. фации Окислы	2. Хл - Кал					28. Хл - Кал - Сер				
SiO <sub>2</sub>	49,07	818	2	1636	452	46,10	768	2	1536	414,72
TiO <sub>2</sub>	1,01	13	2	26	7,18	0,96	12	2	24	6,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,93	212	1,5	408	150,4	16,72	328	1,5	492	177,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,08	64	1,5	96	35,3	3,84	48	1,5	72	25,92
FeO	5,03	70	1	70	38,71	4,80	67	1	67	36,18
MnO	0,11	1	1	1	0,553	0,17	3	1	3	1,62
MgO	7,04	174	1	174	96,22	3,96	98	1	98	52,92
CaO	6,85	122	1	122	67,46	8,66	154	1	154	83,16
Na <sub>2</sub> O	4,40	142	0,5	71	78,52	5,17	165	0,5	82,5	89,1
K <sub>2</sub> O	1,51	32	0,5	16	17,69	1,36	29	0,5	15,5	15,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,62	8	2,5	20	4,42	0,58	8	2,5	20	4,38
S						0,96	10	3	30	5,4
H <sub>2</sub> O						0,41				
п.п.п.	4,58	505	0,5	252,5	279,26	6,43	710	0,5	355	383,4
Σ	100,28	1260		2892,5		100,12	2403		2948	

2 - переводной множитель 1600 : 2892 = 0,553

28 - " " 1600 : 2948 = 0,54

13/77 - " " 1600 : 2962 = 0,54

7/77 - " " 1600 : 2898 = 0,55

формулы

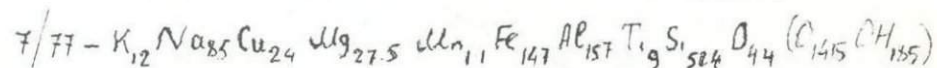
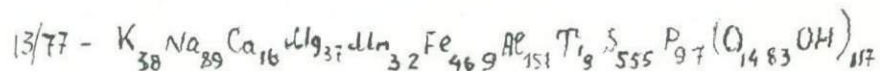
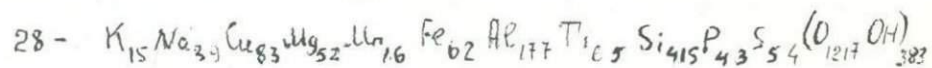
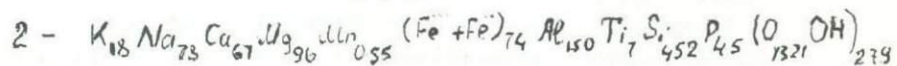


Таблица I

алюмосиликатов по методу Барга

13/77. Хл - Кал - Сер - Аб					7/77. Хл - Кал - Аб - Пр				
1,76	1028	2	2056	555,12	55,08	917	2	1834	504
1,30	16	2	32	8,64	1,16	15	2	30	8,25
4,26	279	1,5	418,5	150,66	14,61	286	1,5	429	157,3
5,02	62	1,5	93	33,48	8,04	100	1,5	150	55
1,80	25	1	25	13,5	4,85	68	1	68	37,4
0,42	6	1	6	3,24	0,17	2	1	2	1,1
2,80	69	1	69	37,26	2,01	50	1	50	27,5
1,60	29	1	29	15,66	2,99	54	1	54	24,2
5,18	166	0,5	83,0	89,64	4,85	155	0,5	77,5	85,25
2,74	59	0,5	29,5	31,86	1,03	22	0,5	11	12,10
0,35	5	2,5	12,5	2,7					
					0,65	8	3	24	4,4
0,94					1,2				
1,95	217	0,5	108,5	117,18	3,04	337	0,5	168,5	185,35
100,12	1960		1962		99,68	2014		2898	

I привнос

1/α - 10,5

Ca - 16

Mn - 0,87

Al - 27

S - 5,4

OH - 104

I вынос

K - 3

Mg - 44

Fe - 12

Ti - 0,5

Si - 37

P - 0,2

O - 104

II привнос

K - 14

Ca - 10,5

Mn - 2,79

Al - 1

Ti - 2

Si - 103

OH - 162

II вынос

Ca - 51

Mg - 59

P - 1,8

Fe - 27,02

III привнос

Na - 6,5

Mn - 0,6

Fe - 73

Al - 7

Ti - 1

Si - 52

S - 4,4

III вынос

K - 6

Ca - 42,8

Mg - 68,5

P - 4,5

OH - 94

47/9



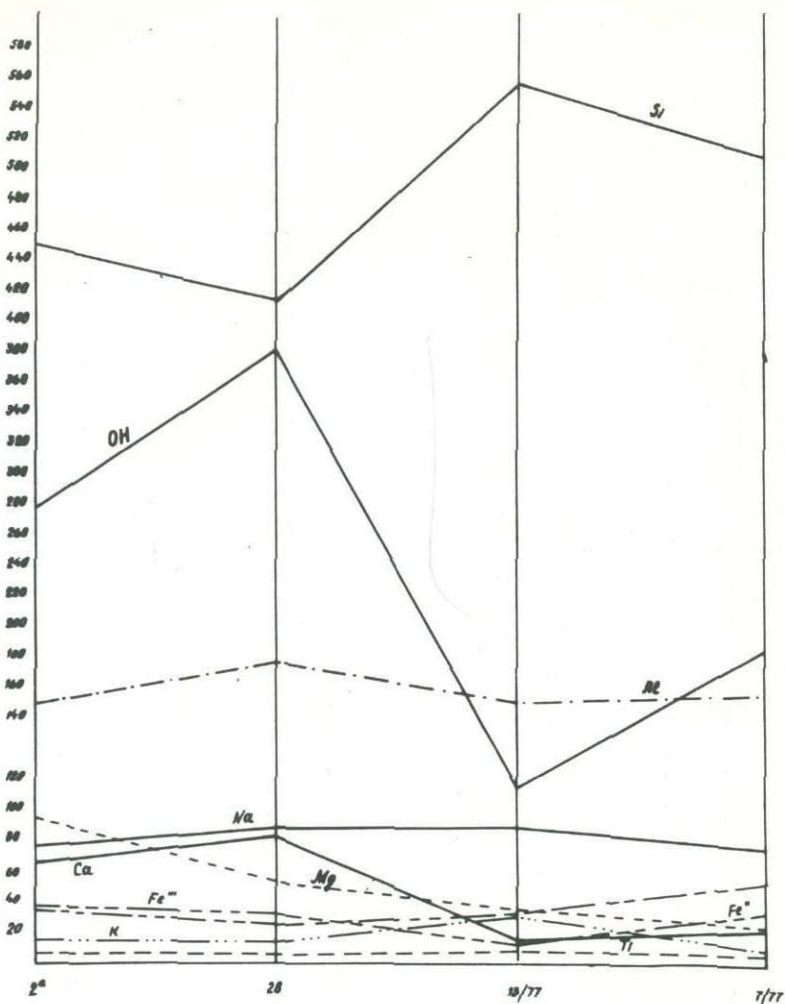


Рис. 5 Диаграмма миграции вещества при региональной пропилитизации порфиритовой свиты байоса

Процесс пропилитизации в пределах Квайсинского рудного поля, происходивший в региональном масштабе, можно рассматривать как предшествующий различным типам последующих метасоматических преобразований (в частности, процессу аргиллизации), обусловленный воздействием растворов, характеризующихся главным образом повышенной активностью воды (Коржинский, 1967), реже калия, натрия. Оруденение с сопутствующими околорудными изменениями является более поздним, наложенным на региональные пропилитовые породы, которые встречаются, как отмечалось выше, на широких площадях, вне зависимости от оруденения.

## Метасоматиты формации аргиллизитов

С целью изучения околотрещинных метасоматитов в пределах Квайсинского рудного поля было изучено около 40 поперечных, продольных и вертикальных разрезов как на рудоносных, так и безрудных участках. При этом исследовались преимущественно гидротермальные изменения рудовмещающих пород порфиритовой свиты байоса, даек диабазовых порфиритов и альбитофиров, а также известняков верхней кры. По вертикали измененные породы прослежены до глубины 1200 м от современной поверхности.

Пространственное размещение изученных нами разрезов проиллюстрировано на схематических продольных профилях по Квайсинскому, Валь-Хохскому и Варах-Комскому рудоносным разломам (рис.6).

Околожильный метасоматоз в пределах Квайсинского рудного поля выражается в формировании рудоносных метасоматитов аргиллизитовой формации в основных алюмосиликатных породах, дайках альбитофиров и диабазовых порфиритах, или же в окварцевании, пренинизации, а также перекристаллизации и слабой аргиллизации в известняках верхней кры.

В связи с особенностью состава первичных пород и продуктов новообразований ниже рассмотрим отдельно аргиллизиты, развивающиеся по алюмосиликатным и карбонатным породам.

### Аргиллизиты по алюмосиликатным породам

Изучение основных алюмосиликатных пород порфиритовой свиты байоса Квайсинского рудного поля подтверждает мнение многих авторов о том, что процесс аргиллизации основных алюмосиликатных пород, вмещающих рудные залежи, в том числе и свинцово-цинковые, является характерным процессом, протекающим в основном в низкотемпературных условиях. Приведем описание метасоматитов и их зональности для различных рудных тел месторождения Квайса (уч. штольни "Капитальная", Надарбазев и др.), рудопроявления Валь-Хох и Варах-Ком.

Следует отметить, что в участках развития аргиллизированных пород, наряду с основными рудоконтролирующими структурами, широко развиты многочисленные взаимопересекающиеся трещины, затрудняющие установление зональности метасоматитов.

При описании околорудных метасоматитов принят следующий порядок изложения материала: от верхних горизонтов к нижним. Поскольку рудные тела на месторождении в основном являются "слепыми", то принятый план изложения материала соответствует последовательному переходу от надрудных и внешних зон к более глубоким рудоносным горизонтам (табл.2).

Метасоматиты на поверхности изучались автором вдоль Северного Квайсинского разлома и у устья штольни № II.

Северный Квайсинский разлом на дневной поверхности участка Надарбаз (абс.высота 1750 м) представлен почти полностью оглиненными порфиристыми породами мощностью 5-6 м. Эти породы почти нацело состоят из гидрослюдистых или смешаннослойных (гидрослюда-монтмориллонит) минералов с редкими участками хлорита в основной массе, имеющего натечную или оолитовую структуру, характерную для минералов ме-

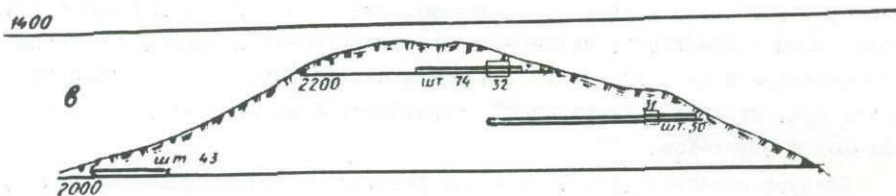
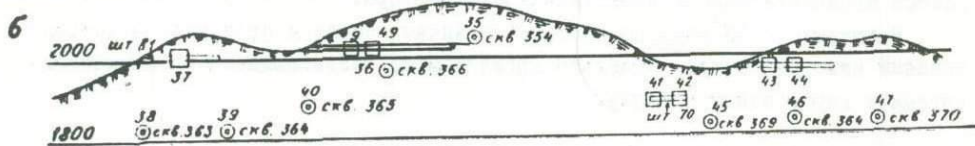
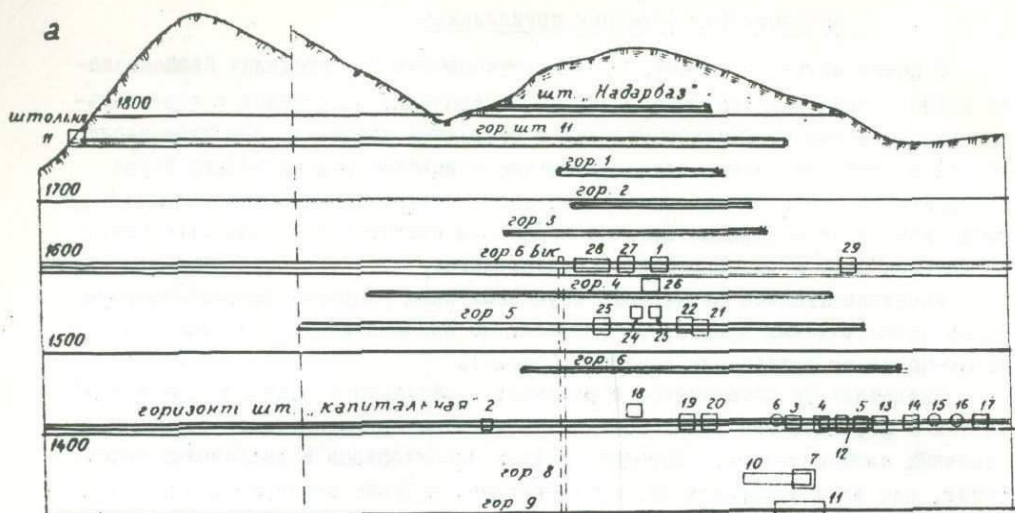


Рис. 6. Проекция рудоносных разломов на вертикальную плоскость с нанесением изученных разрезов: а - Южный Квайсинский разлом; б - Варахомский разлом; в - Вальхохский разлом. Разрезы: 1 - поперечные, 2 - продольные, 3 - разрезы по скважинам.

Таблица 2

## Основные характеристики разрезов околорудных метасоматитов алюмосиликатных пород

№ разр.	Участки, горизонты, абсолютн. высота	Исходные породы	Рудоносность	Фашии метасоматитов				
				I	II	III	IV	V
Поверхность у Северного разлома	Уч. "Надарбаз" (1760 м)	Порфириты	Безрудный			Кв	Г/М	
I	Шт. 6 <sup>a</sup> , расст. 16 (1770 м)	Порфириты	Рудоносный, метасоматические тела, прожилки	Хл	Г/М	Кал-Цл		
2	Шт. "Капитальная", кв. I (1400 м)	Порфириты диабаз-порфириты	С незначительным оруденением	Хл-Сер	Хл-Мон	Г/М	Кар-Цл	
3	Шт. "Капитальная", расст. I, у кв. 10, (1400)	Порфириты и их туфы	Основное рудное метасоматическое тело в известняках	Аб-Кв	Хл-Кар	Цл-Хл	Г/с	Г/М
4	Шт. "Капитальная", кв. 8 (1400 м)	Диабаз-порфириты, порфириты	Незначительное жильное оруденение в порфиритах	Сер-Хл	Аб-Кар	Цл-Гт		
5	Горизонт 8 (1340 м) (1340 м)	Порфириты и их туфы	Основное рудное тело в известняках вдоль Южного разлома	Аб-Кар	Хл-Монт	Окв	Г/М	
6	Рудопроявление Валь-Хох шт. 84	Порфириты, туфы, туфобрекчи, туфоконгломераты	Массивная брекчиевая руда	Аб-Сер	Кар	Окв-Сер	Г/М	Цеол-Кар
7	Рудопроявление Варах-Ком, шт. 82	Альбитофиры и порфириты	Маломощные рудоносные жилы	Окв. Аб-Сер	Кар-Г/с	Окв. сер.-Г/М	Г/М	Цеол-Кар

таколоидного сложения. Порфиновые выделения плагиоклаза преимущественно свежие. В основной смешаннослойной глинистой массе встречаются многочисленные участки и скопления мелких глобулей кварца. Эти породы микроскопически аналогичны породам, вскрытым на участке Валь-Хох скважиной № 355 в приповерхностных горизонтах (160 м от современной дневной поверхности штольни № 74). В этих породах кроме свежих фенокристаллов плагиоклаза встречаются и свежие кристаллы пироксена. В участках, примыкающих к забандам разлома, глинистое изменение выражается в образовании почти мономинерального смешаннослойного агрегата гидрослюда-монтмориллонит, наличие которого подтверждается и рентгеноструктурными анализами. В нем фиксируется до 70-90 % гидрослюдистых пакетов.

Измененные породы у устья штольни № II (абс. высота 1770 м) представлены раздробленными развальцованными и брекчированными породами порфириновой свиты байоса, пропитанными рудными минералами, преимущественно гематитом. Местами встречаются участки, не затронутые гематитизацией. В этих участках наблюдается хлоритизация основной массы порфиритов. Встречаются прожилки гидрослюда и хлорита. Местами в этой зоне, наряду с хлоритом и гидрослюдой, развивается кальцит в виде прожилков и продуктов замещения основной массы породы. Фенокристаллы плагиоклаза сравнительно мало затронуты изменением, выражающимся в их незначительной серицитизации.

Наиболее детально метасоматические породы изучались в горных выработках на различных горизонтах. Ниже дается описание некоторых характерных разрезов (рис. 7).

Разрез № I. Штольня № 6а, рассечка № 16, абс. высота 1600 м. С юга на север рассечка вскрывает измененные породы порфириновой свиты байоса, оруденелую зону в верхнеюрских известняках и безрудные известняки того же возраста. Рудоконтролирующим дизъюнктивным нарушением является здесь Южный Квайсинский разлом.

I - З о н а х л о р и т и з а ц и и . С юга у забоя обнажаются порфириты и их туфы. Порфиновые выделения в этих породах представлены плагиоклазом и пироксеном; основная масса - измененное стекло с микролитами плагиоклаза. По основной массе преимущественно развиваются хлорит, каолинит, мелкокристаллический кварц. Порфиновые выделения плагиоклаза частично замещены серицитом, местами кварцем, хлоритом и карбонатом. В зернах плагиоклаза встречаются новообразования сфена. Значительным развитием пользуются прожилки кальцита, цеолитов, изредка в ассоциации с кварцем и сфеном, местами переходящими в лейкоксен. Из рудных минералов встречается магнетит, частично замещающийся гематитом. В зоне имеются отдельные участки макроскопически почти нацело состоящие из глинистой массы. Под микроскопом эти породы представлены измененными порфиритами с реликтами раздробленного пироксена, а плагиоклаз замещен пренитом и кальцитом. Основная масса замещается хлорит-монтмориллонитовым агрегатом. Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции этого образца показал наличие до 80 % хлорита, до 10 % монтмориллонита и примесь смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита до 10 %. Минеральная ассоциация зоны:

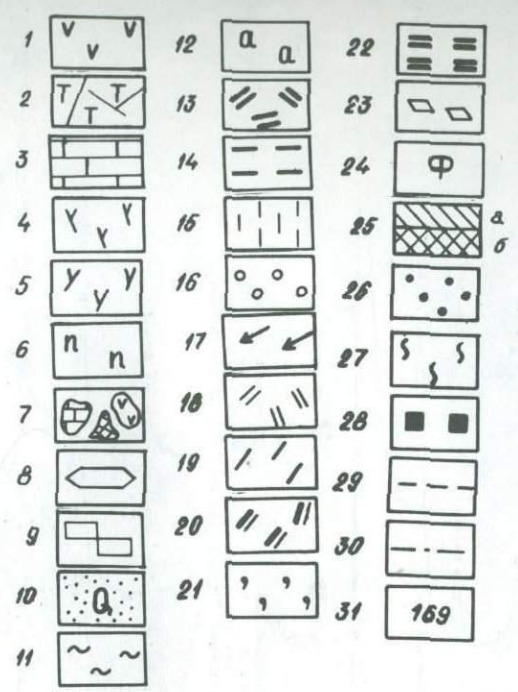
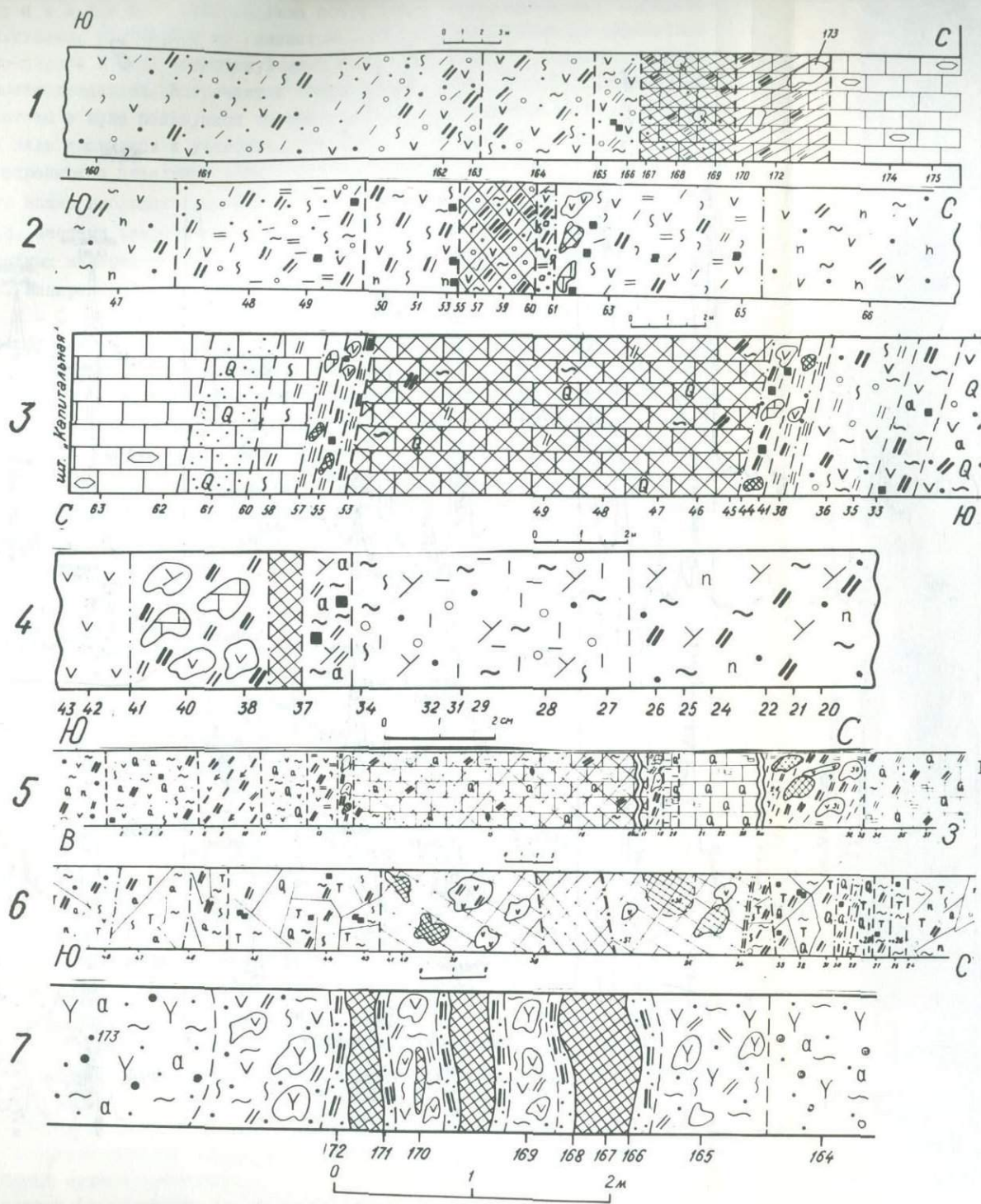


Рис.7. Разрезы метасоматически измененных пород.  
 1-порфириды; 2-порфириновые туфы, туфобрекчии; 3-известняки  
 4-альбитофиры; 5-диабаз-порфириды; 6-пропилиты; 7-брекчирование;  
 8-метакристаллы кварца; 9-перекристаллизация; 10-кварц; 11-карбонат;  
 12-альбит; 13-хлорит; 14-пренит; 15-серицит; 16-цеолиты; 17-гипс;  
 18-гидрослоды; 19-монтмориллонит; 20-гидрослюда-монтмориллонит;  
 21-каолинит; 22-корренсит; 23-барит; 24-флюорит; 25-руда (а - сплошная,  
 б - прожилковая); 26-магнетит; 27-гематит; 28-границы зон;  
 30-разломы; 31-номер образца.

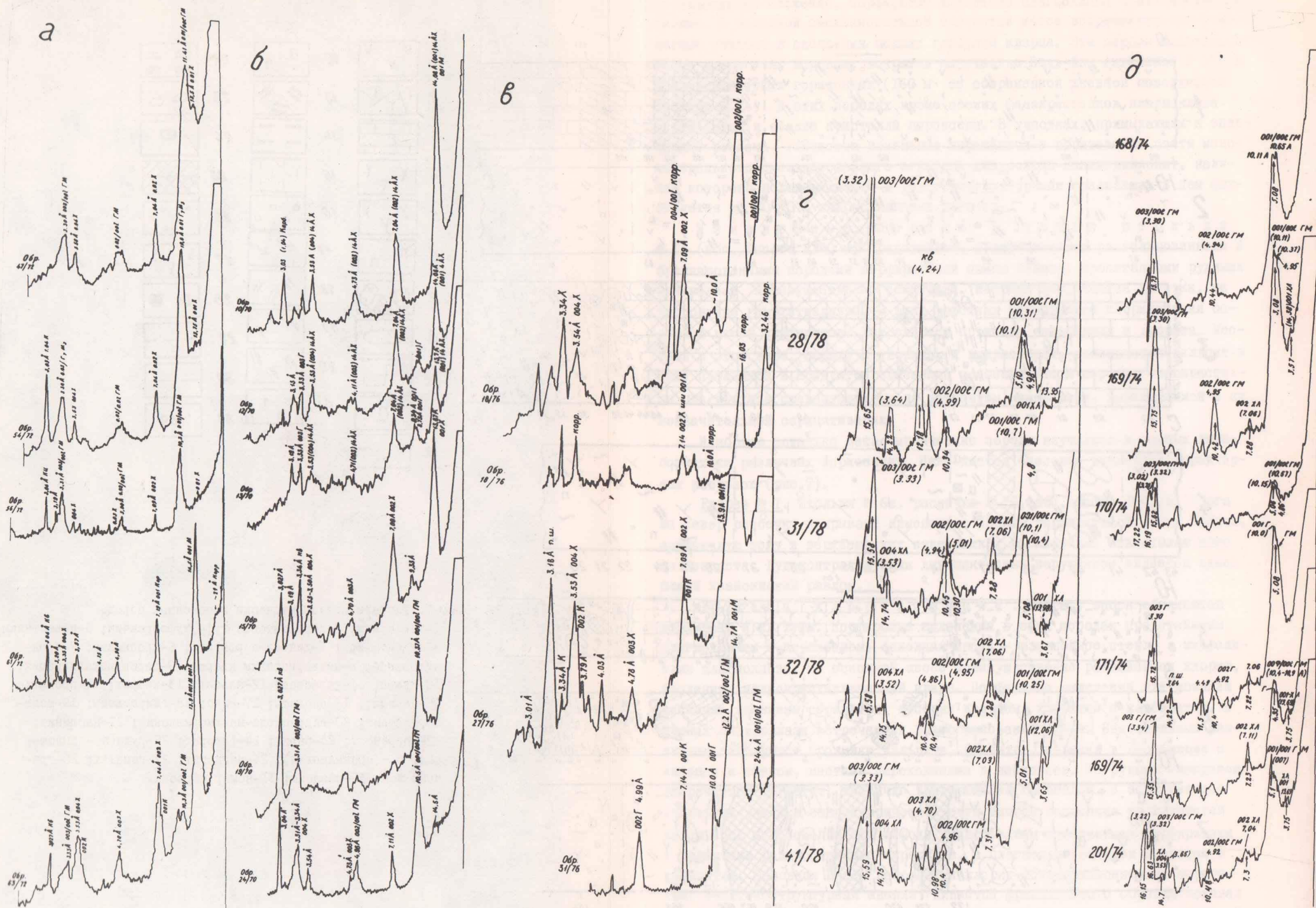


Рис. 8. Дифрактограммы глинистых минералов в разрезах метасоматических пород: а) разрез 2; б) разрез 3; в) разрез 5; г) разрез 6; д) разрез 7:

Пл, Пи, Хл, Сер, Кал, Кв, Мон, Г/М, Као, Цл, Пр, Сф, Лк, Мт, Гт.

П - Зона гидрослюдизации - монтмориллонитизации представлена почти полностью оглиненными порфиристыми туфами, состоящими из глинистой массы, развивающейся преимущественно по породе в виде тонкочешуйчатых агрегатов смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита. Встречаются также редкие чешуи хлорита. Значительным развитием в зоне пользуется цеолит-анальцит, развивающийся преимущественно в виде прожилков и участков, замещающих основную массу породы. Местами сохраняются отдельные лейсты слабосерицитизированного плагиоклаза. Изредка можно наблюдать уцелевшие контуры отдельных обломков порфиристых пород. Местами встречаются редкие участки и прожилки кальцита и кварца. Из рудных минералов встречаются мелкие зерна гематита. Мощность зоны до 5 м. Минеральная ассоциация: Пл, Г/М, Цл, Хл, Кв, Кал, Гт.

Ш - Зона карбонатизации - цеолитизации непосредственно примыкает к рудоносным верхнеюрским известнякам и почти полностью представлена новообразованными минералами, лишь местами сохраняя отдельные участки порфиристых пород с хлоритизированной основной массой с раздробленными и сравнительно свежими порфиристыми выделениями плагиоклаза. Изменение в зоне выражается в замещении почти всей породы кальцит-цеолитовой массой. Значительным развитием пользуется также халцедоновидный и мелко, почти скрытокристаллический кварц. Рудная сфалерит-пирит-галенитовая минерализация развивается в массе породы, метасоматически замещая ее, а также в виде прожилков, местами в ассоциации с гидрослюдой. Видимо, прожилки рудных минералов образовались в позднюю стадию рудообразования. Встречаются прожилки более крупнокристаллического кальцита, являющегося в этой зоне продуктом завершающей стадии минералообразования. Мощность зоны до 2 м. Минеральная ассоциация: Пл, Кал, Цл, Кв, Хл, Г/С, Гл, Сл, Пт.

Для рудоносной зоны, непосредственно примыкающей к зоне карбонатизации и цеолитизации, характерна массивная руда, метасоматически замещающая известняк.

Рудоносная зона характеризуется наличием рудных минералов, которые по частоте встречаемости можно расположить в такой ряд: пирит, мельниковит-гель, мельниковит-пирит, марказит, галенит, сфалерит. Из жильных минералов можно назвать кварц, кальцит, местами флюорит.

Мельниковит образует гелевые формы со скорлуповатым строением, с отдельными оболочками ритмического осаждения или рыхлые тонкозернистые массы. Скопления всегда имеют кристаллический каркас. В тесной ассоциации с ним находится, наряду с марказитом, почковидный скорлуповатый сфалерит. Последний образует мелкие выделения в неравномерные зерна, тесно сростается с кварцем, в котором в виде вкрапленников встречаются кристаллы пирита.

Пирит встречается также в виде крупных раздробленных зерен, в мелких трещинах которых наблюдается сфалерит. Местами сфалерит образует идиоморфные мелкие кристаллы.

Карбонат (кальцит) и кварц встречаются сравнительно в небольших количествах в виде прожилков, секущих все ранние минералы.

**Разрез №.2.** Штольня "Капитальная", кваршлаг № I, абс. высота 1400 м. В разрезе оруденение, приуроченное к порфиритовой свите байоса, имеет незначительное развитие. Оно представлено прожилками среди измененных порфиритов. Главную роль из рудных минералов играют сфалерит, галенит, пирит. В разрезе обнажаются в основном диабаз-порфириты и порфириновые туфы. Рассмотрим смену метаморфических пород от внешних зон к внутренним.

I - Во внешних частях разреза фиксируются пропилитизированные диабаз-порфириты хлорит-серицитовой фации, которые рассматривались выше и отнесены к внешней фации, отмеченной околотрепчинной аргиллитизитовой формации. Они представлены породами, с характерной офитовой структурой и порфиристыми выделениями плагиоклаза и пироксена. Характерным изменением этих пород является замещение темноцветных минералов (пироксен) карбонатом и хлоритом, при этом хлорит окаймляет карбонат; лишь местами сохраняются уцелевшие реликты пироксена. Плагиоклаз почти полностью серицитизирован, местами в порфиристых выделениях плагиоклаза образуются альбитовые футляры, центральные части которых выполнены хлоритом и кальцитом. Встречаются редкие прожилки кальцита. Из рудных минералов распространен магнетит.

С приближением к рудной зоне в этих породах появляются пирит, редкие чешуйки смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита, возрастает степень серицитизации плагиоклаза, встречаются прожилки цеолита и увеличивается количество прожилков кальцита. Минеральная ассоциация внешней зоны представлена Пл (Аб), Пн, Хл, Сер, Кал, Цл, Г/М, Мт, Пт.

II - Зона хлоритизации, монтмориллонитизации представлена почти нацело измененными породами с широким развитием глинистых минералов. Породы этой зоны развиваются по брекчиям пропилитизированных порфиритов, содержащих единичные обломки рифогенных известняков. Первичная структура пород с приближением к рудной зоне почти полностью исчезает. Изучение глинистых фракций зоны показало повышенное содержание новообразованного хлорита, а также монтмориллонита, сравнительно малого количества каолинита и примеси корренсита.

Наряду с вышеотмеченными глинистыми минералами в зоне развивается кальцит, замещающий основную массу породы в виде прожилков и гнезд, и цеолиты. Местами порода пропитана дисперсным гематитом, придающим ей бурый оттенок. В этой зоне процентное содержание смешаннослойного минерала гидрослюда-монтмориллонита сравнительно меньше (до 10% от всех глинистых минералов). В породе, особенно в участках, примыкающих к первой зоне, значительным развитием пользуются новообразования метаколлоидного сфена. Размеры глобулей сфена от 0,001 до 0,1 мм. В этих же участках сохраняются контуры почти полностью хлоритизированных порфиристых выделений плагиоклаза. Мощность зоны в разрезе достигает 7 м. Характерная для нее ассоциация: Хл, Мон, Г/М, Кал, Као, Кор, Цл, Сф, Мт, Тт.

III - Зона развития смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита характеризуется

повышенным содержанием среди глинистых минералов смешаннослойного минерала гидрослюда-монтмориллонита и сравнительно меньшим количеством хлорита. Основная масса породы представлена глинистыми минералами, имеющими натеchnую структуру. Местами встречаются единичные реликтовые участки с незамещенными порфиоровыми выделениями плагиоклаза. Эта зона непосредственно примыкает к зоне развития рудной минерализации. Минеральная ассоциация зоны: Пл, Г/М, Хл, Кал.

IV - Зона карбонатизации, цеолитизации является рудовмещающей и характеризуется возрастанием роли кальцита и цеолита, составляющих до 60 % породы. В ассоциации с ними развиваются рудные минералы в виде прожилков и отдельных скоплений. Порода сильно трещиноватая. Трещины заполнены в основном кальцитом, цеолитом и местами кварцем или кварцкальцитовым крупнокристаллическим агрегатом. Из глинистых минералов, развивающихся преимущественно по основной массе породы, встречается смешаннослойный гидрослюда-монтмориллонит и в незначительном количестве хлорит, соотношение глинистых минералов: гидрослюда-монтмориллонит - 80, хлорит - 20 %.

Более поздним образованием в зоне является халцедон, развивающийся в кальцитовых жилах, заполняя межзерновые пространства.

Кальцит-цеолитовые метасоматиты, вероятно, образовались в условиях высоких значений pH растворов и избытка кремнезема в заключительный период рудоотложения, что благоприятствовало образованию халцедоновидного кварца, заполняющего межзерновые пространства кальцит-цеолитовой массы, а также отдельных обособленных участков. Минеральная ассоциация этой зоны: Кар, Цл, Г/М, Сер, Хал, Сф, Пт, Лк.

Рентгеноструктурными исследованиями установлено, что величина отражения (001) у смешаннослойных минералов (гидрослюда-монтмориллонит) возрастает в сторону оруденелой зоны. Соотношение интенсивности  $I/I_{\text{фон}}$  возрастает от 2-3, 5-3, 7 до 4,2.

Рудоносная зона в разрезе имеет незначительную мощность и характеризуется развитием рудных минералов, в основном в виде прожилков и мелких скоплений. Местами они обволакивают обломки известняков верхней юры, фиксирующихся, как уже отмечалось, в тектонической структуре. Эти обволакивающие рудные минералы представлены пиритом, марказитом, мельниковит-марказитом. Их развитие в самих обломках не фиксируется. А в прожилках, представленных преимущественно кальцитом, рудные минералы приурочены в основном к их зальбандам. Местами пирит разъеден сфалеритом и галенитом. Минеральная ассоциация зоны: Сл, Гл, Пт, Мр, Ме, Кал.

Разрез № 3. Штольня "Капитальная", рассечка № I у кваршлага № IO, абс. высота 1400 м. Мощность рудоносной зоны до 8 м в верхнеюрских известняках. В рассечке с юга на север обнажаются породы порфиритовой свиты байоса, верхнеюрские рудоносные известняки, Южный Квайсинский разлом и безрудные органогенные известняки. Рудоконтролирующими структурами в разрезе являются с юга - контакт известняков с порфирировыми породами, а с севера - Южный Квайсинский разлом. Эти рудоконтролирующие структуры представлены брекчированными породами.

I - З о н а а л ь б и т и з а ц и и - о к в а р ц е в а н и я . У забоя обнажаются пропилитизированные туфы. Макроскопически это мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета с многочисленными мелкими прожилками, главным образом, кальцита. Под микроскопом порода состоит из обломков порфиритов, имеющих порфировую структуру, в которых порфировые выделения представлены плагиоклазом, реже пироксеном. Плагиоклаз серицитизирован, местами хлоритизирован и замещен глинистыми минералами. Основная масса хлоритизирована с мелкими микролитами альбитизированного плагиоклаза. Наблюдаются многочисленные мелкие чешуи глинистого минерала. Порода насыщена прожилками кальцита, кварца, местами цеолита; встречаются также прожилки и скопления новообразованного мелкокристаллического альбита. Иногда наблюдаются кварц-альбитовые, кварц-кальцитовые, цеолит-кальцит-кварцевые прожилки и их отдельные скопления. Местами кварц-кальцитовые прожилки, пересекая порфировые выделения плагиоклаза, вызывают превращение его в альбит. Наблюдаются многочисленные новообразования сфена от крупно- до мелкозернистого, местами переходящего в лейкоксен. Порода в целом пропитана мелкими скоплениями магнетита, изредка встречаются зерна пирита.

Эти внешние зоны пропилитов околуродно-измененных пород отличаются от региональных "фоновых" Пропилитов обилием прожилков и участков кварца, альбита, цеолита, гидрослюда, а также новообразованных участков и прожилков хлорита. Минеральная ассоциация: Пл, Аб, Сер, Хл, Кв, Кал, Цл, Мт, Пт, Сф, Лк.

II - З о н а х л о р и т и з а ц и и и к а р б о н а т и з а ц и и . В пропилитизированных порфиритовых породах хлоритизация развивается преимущественно по основной массе породы. По порфировым выделениям плагиоклаза и темноцветным силикатам происходит псевдоморфное замещение кальцитом, местами кальцитом и хлоритом. При этом сохранены серицитизированные участки плагиоклаза. Кроме того хлорит и кальцит развиваются в виде прожилков и скоплений. Из рудных минералов встречается пирит. Сфен местами переходит в лейкоксен. Минеральная ассоциация: Пл, Хл, Кал, Пт, Сф, Лк.

III - З о н а ц е о л и т и з а ц и и , х л о р и т и з а ц и и . В зоне происходит почти полное замещение основной массы породы хлоритом и цеолитом (ломонтитом). Местами наблюдается флюидальная текстура этих агрегатов, имеются многочисленные прожилки и участки цеолита и кальцита, а также кварца. Из рудных минералов замечается пирит, а местами - гематит. Участками сохраняются реликты породы, а также фенокристаллы серицитизированного плагиоклаза с редкими чешуями хлорита. Местами встречаются обломки отдельных порфиритовых, пропилитизированных пород пренит-хлорит-кальцитовой фации, не затронутых последующими изменениями. Минеральная ассоциация: Пл, Аб, Хл, Цл, Кв, Пт, Гт.

IV - З о н а г и д р о с л ю д и з а ц и и . Эта зона развивается вблизи контакта порфиритовых пород с известняками и представлена преимущественно гидрослюдой, лишь местами встречаются единичные лейсты плагиоклаза, а также участки цеолита и карбоната. В этой зоне значительным

развитием пользуются крупные радиально-лучистые агрегаты гипса, размером до 2мм. Минеральная ассоциация: Пл, Г/С, Цл, Кал, Ги, Сф, Мт, Гт.

У - З о н а г и д р о с л ю д и з а ц и и - м о н т м о р и л л о н и т и з а ц и и представлена в основном смешаннослойными гидрослюда-монтмориллонитовыми агрегатами, которые почти полностью пропитаны тонкодисперсным гематитом, ввиду чего порода приобретает буровато-красную окраску. Местами сохраняются единичные реликты порфириновой породы. В пустотах выделены кальцит, а также флюорит (минерал опт.изотроп.). Мощность зоны 0,3 м. Минеральная ассоциация: Г/Т, Кал, Гт.

Разрез № 4. Штольня "Капитальная", квершлаг № 8, абс.высота 1400 м. Квершлаг вскрывает оруденение в диабаз-порфиритах, примыкающих к Северному разлому. В южной части разреза обнажаются верхнеюрские известняки. Северный Квайсинский разлом представлен брекчиями диабаз-порфиринов, порфириновых туфов, реже известняков верхней юры с глинистым цементом. У контакта с Северным разломом в диабаз-порфиритах развиваются жилы и прожилки с рудной минерализацией. Они представлены в основном крупнокристаллическим кальцитом и халцедоновидным кварцем с пирит, марказит, сфалерит-галенитовой и флюоритовой минерализацией. Галенит и сфалерит характеризуются преимущественно метаколлоидным сложением, а пирит и марказит имеются в виде кристаллических, чаще раздробленных агрегатов, хотя местами замечаются радиально-лучистые агрегаты пирита в центрах галенит-сфалеритовых метаколлоидных выделений. Флюорит развивается в жилах кальцита, замещая его в виде агрегатов неправильной формы. Значительным развитием в зоне пользуются новообразования альбита, развивающегося в виде прожилков и скоплений мелких разноориентированных леист. Местами эти прожилки встречаются в ассоциации с кварцем. Наиболее свежие диабаз-порфириды представлены пропилизированными породами хлорит-кальцитової фации с минеральной ассоциацией: Пл, Пи, Хл, Кал, Мт.

І - З о н а с е р и ц и т и з а ц и и, являющаяся фацией пропилизированной формации в диабаз-порфиритах, представлена измененными породами, в которых хлорит развивается преимущественно по темно-цветным минералам, а плагиоклаз замещается серицитом. Встречаются также леисты плагиоклаза, центральные части которых сложены хлоритом, или же хлорит, замещая кристаллы плагиоклаза с периферии, создает своеобразные псевдоскелетные формы. Значительным развитием пользуются также новообразования глобулей сфена, местами переходящими в лейкоксен. Значительным минералом в зоне остается кальцит, образуя прожилки или же изредка замещая плагиоклаз и темно-цветные минералы. В виде прожилков встречаются и пренит-цеолитовые агрегаты. Из рудных минералов имеется магнетит, местами переходящий в гематит. Иногда в прожилках кальцита встречается раздробленный, в некоторых участках окаймленный сфалеритом, пирит. Мощность зоны до 6 м. Минеральная ассоциация: Пл, Пи, Хл, Сер, Кал, Цл, Сф, Лк, Мт, Пт.

ІІ - З о н а а л ь б и т и з а ц и и - к а р б о н а т и з а ц и и характеризуется почти полной альбитизацией и оглинением плагиоклаза, а карбонат (кальцит) развивается в основном по темноцветным минералам (пироксену). Пироксен полностью исчезает. Местами кальцит развит и по пла-

гиоклазу или в виде отдельных скоплений и прожилков. В некоторых местах замечаются чешуи гидрослюда. В зоне появляются прожилки пирита. Кроме того, из рудных минералов встречаются отдельные иголки рутила. Эта зона непосредственно примыкает к рудной жиле Северного разлома. Мощность зоны до 1 м. Минеральная ассоциация: Аб, Кал, Т/С, Хл, Пт, Ру.

Разрез № 5. Горизонт № 8, участок "Надарбаз", у Южного Квайсинского разлома, на уровне 1340 м. Разрез приблизительно продольный, мощность рудоносной зоны до 100 м. Характерной особенностью разреза, как и некоторых уже описанных разрезов, является сопряженное развитие аргиллизитов в порфиритах байоса и рудоносных известняков верхней юры. Разрез в порфиритовых породах на этом уровне характеризуется наличием более мощных зон дробления в тектонических структурах, в которых также развиты породы аргиллизитовой формации. Как уже отмечалось, и в этом разрезе установить зоны метасоматитов затруднительно из-за обилия трещин. На этом уровне в рудоконтролирующих продольных (Южный Квайсинский разлом, контакт известняков с порфиритовой свитой байоса) и их опирающих структурах в зонах брекчирования развиты брекчиевые известняки и порфириты. Они представлены преимущественно обломками органогенных, безрудных, перекристаллизованных, окварцованных, местами рудоносных известняков верхней юры. Преобладают обломки неправильной удлиненной, с острыми углами формы, хотя имеются и округлые обломки. Здесь же надо отметить, что на уровне 1300 м (горизонт № 9, уч. "Надарбаз"), в этих же разломах зоны брекчирования представлены преимущественно брекчиевым известняком с преобладанием обломков верхнеюрских свежих, перекристаллизованных, местами оруденелых известняков. Сравнительно редко встречаются обломки порфиритов с хлоритизированной, или пропитанной гематитом основной массы. Цемент породы полностью пропитан гематитом. В некоторых участках встречаются зоны брекчирования с преобладанием обломков порфиритов. Обломки имеют преимущественно удлиненные, угловатые, с острыми углами, формы. Изредка встречаются обломки более или менее округлой формы. Размеры обломков варьируют в широких пределах от нескольких сантиметров до микроскопических (в пределах 0,2-3 мм).

Вне тектонических структур во внешних частях разреза обнажаются пропитализированные породы хлорит-серицитовой фации, мало затронутые аргиллизитирующими процессами. Эти породы местами, особенно по направлению к разлому, претерпевают последующие изменения, выражающиеся в образовании многочисленных прожилков кальцита и барит-кальцита (поздняя генерация). Растворы, выполняющие трещины кальцитом и реже - барит-кальцитом, видимо, местами вызывают карбонатизацию порфирировых выделений плагиоклаза или происходит их замещение кальцитом и альбитом с созданием альбитового футляра, или же центр занимает кальцит, а их окаймляет альбит. Изредка встречается эпидот (?).

Непосредственно у контакта оруденелых известняков с порфиритами развиваются характерные фации аргиллизитовой формации, представленные преимущественно глинистыми (смешаннослойный гидрослюда-монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, каолинит, корренсит) и им сопутствующими минералами.

I - Зона альбитизации - карбонатизации характеризуется развитием альбита как по микролитам, так и по порфировым выделениям плагиоклаза. В зоне замечается процесс последующей карбонатизации, выражающейся в образовании как многочисленных прожилков кальцита разных размеров (и, видимо, нескольких генераций), так и псевдоморфоз по порфировым выделениям плагиоклаза, местами до их полного замещения. Участками кальцитом пропитывается вся основная масса породы. Из рудных минералов встречается раздробленный пирит в виде скоплений и прожилков, образование которого, видимо, предшествует кальциту. Кварц местами халцедоновидный, развивается по основной массе породы. В этой зоне жилы мощностью до 10 см представлены полностью кварцхалцедоновой массой с последующей почти полной гематитизацией. Минеральная ассоциация: Пл, Аб, Сер, Кар, Кв, Пт, Гт.

II - Зона хлоритизации, монтмориллонитизации, развивающаяся по порфиритам, выражается в образовании глинистых минералов - хлорита и монтмориллонита по основной массе породы и по фенокристаллам плагиоклаза. Местами порфировые выделения остаются свежими или незначительно серицитизированы. В некоторых участках замечается замещение основной стекловатой массы хлоритом с сохранением скорлуповатого строения стекла. Видимо, эти реликты сравнительно свежего порфирита. В участках более сильного изменения породы развивается монтмориллонит, реже - гидрослюда, гипс. Замечаются пустоты, выполненные карбонатом, окаймленным гидрослюдой. Полностью замещены гидрослюдой также отдельные зерна, видимо, темных силикатов. Из рудных минералов встречается магнетит. Количество глинистых минералов из всей тонкодисперсной фракции 50 % хлорита, 40 % монтмориллонита, до 10 % гидрослюды. Минеральная ассоциация: Пл/Аб, Хл, Моң, Г/С, Кар, Ги, Мт.

III - Зона окварцевания характеризуется развитием мелкокристаллического халцедоновидного, местами крупнокристаллического кварца. В породе первичная структура почти перетерта, местами замечаются единичные мельчайшие реликты пироксена, а фенокристаллы плагиоклаза в основном серицитизированы и частично замещены кальцитом, хлоритом и др. Порода насыщена прожилками и скоплениями кальцита, кварца и мельчайшими зернами сфена. Последний местами почти полностью переходит в лейкоксен. Из рудных минералов встречается также магнетит. Отмечаются редкие новообразования, мелкие лейсты альбита в прожилках кварца. Минеральная ассоциация: Пл, Пи, Кв, Кар, Хл, Лх, Сф, Мт.

IV - Зона гидрослюда - монтмориллонитизации и каолинизации с корренситом развивается во внутренних частях метасоматитов, а также в разломе в зоне брекчирования. Зона характеризуется развитием преимущественно гидрослюды, гидрослюда-монтмориллонита, хлорита, местами корренсита, каолинита. Количество монтмориллонита в этих участках постепенно уменьшается. Для отдельных участков зоны характерно обилие тонкодисперсного гематита, придающего породе буроватый оттенок. Количество глинистых минералов: 40 % монтмориллонита, 30 % хлорита, до 20 % каолинита. В некоторых участках количество гидрослюда-монтмориллонита достигает 50 % всей глинистой фракции. Местами не-

посредственно у рудоносной зоны возрастает количество корренсита до 60 % всей глинистой фракции. Минеральная ассоциация зоны: Г/М, Као, Кор, Хл.

Надо отметить, что в развитии глинистых минералов в разрезе замечается постепенное изменение: к более внутренним участкам каолинит исчезает, а смешаннослойный — гидрослюда-монтмориллонит возрастает до 50 %.

Разрез № 6. Рудопроявление Валь-Хох, штольня № 84, рассечка № 3, абс. высота 1830 м. В разрезе обнажаются интенсивно трещиноватые, раздробленные, развальцованные туфобрекчии, туфопесчаники и туфоконгломераты байосского возраста, вмещающие рудоносную зону, связанную с Вальхохским разломом. Трещины в породе заполнены рассланцованными глинистыми смешаннослойными гидрослюда-монтмориллонитовыми минералами, а также жильным кальцитом, баритом, кварцем, цеолитом и слегка округлыми обломками породы.

**I — Зона внешних пропилитовых изменений.** Во внешних зонах околорудноизмененных пород обнажаются пропилитизированные порфириновые туфопесчаники серовато-зеленого цвета, состоящие из обломков порфириновых пород с цементом туфогенного материала и с прожилками кальцита. Под микроскопом эти пропилиты представлены породами альбит-серицит-кальцитовой фации. В породах по микролитам и фенокристаллам плагиоклаза развиваются серицит, альбит, реже кальцит; местами плагиоклаз полностью замещен кальцитом. Изредка они замещаются хлоритом или кальцит-хлоритовой массой. В лейстах плагиоклаза альбит развит в виде тонких скелетных образований (как это свойственно для этих пропилитов), остальная масса заполнена серицитом, хлоритом и др. Темноцветные минералы полностью замещены кальцитом, сохранены лишь формы минералов. По основной массе развивается хлорит, участками кальцит, изредка серицит и мелкокристаллический кварц. Многочисленные пустоты в породе заполнены хлоритом, кальцитом или хлорит-кальцитовой массой, в которых хлорит занимает центральную часть; иногда наблюдается зональное строение с чередованием кальцит-хлорит-кальцит. Размеры пустот варьируют в широких пределах — от 0,01 до 2 мм. В незначительном количестве встречаются мелкокристаллические участки кварца. Из рудных минералов имеется магнетит, местами переходящий в гематит. Минеральная ассоциация: Аб, Сер, Кал, Хл, Кв, Мт, Гт.

В этих породах фиксируются сравнительно мощные прожилки (до 8 см), представленные в основном крупнокристаллическим кальцитом, межзерновые пространства в которых заполнены кварцем или кварц-серицитовой массой.

**II — Зона карбонатизации.** В этой зоне происходит постепенное осветление породы в связи с возрастанием степени процесса карбонатизации как по основной массе, так и по порфириновым выделениям плагиоклаза. Местами имеются также реликты пропилитизированных пород альбит-серицит-кальцитовой фации. Участки карбонатизации примыкают преимущественно к маломощным жилам и прожилкам кальцита. Местами имеются прожилки и скопления кварца. Минеральная ассоциация: Кал, Сер, Кв, Пт.

**III — Зона окварцевания, серицитизации** представлена светло-серыми породами. Под микроскопом первичная структура породы почти полностью перетерта, лишь участками замечаются реликты

форм плагиоклаза. Основная масса породы замещена кварц-серицитовой массой; местами происходит замещение гидрослюда. Кварц преимущественно мелкокристаллический, изредка замечаются участки сравнительно крупнокристаллического строения. Фенокристаллы плагиоклаза полностью замещены кальцитом. Вся масса породы насыщена разноориентированными прожилками и скоплениями кальцита, а также кристаллами и скоплениями пирита. Надо отметить что породы этой фации на этом уровне характеризуются более полным и широким развитием, чем в глубоких горизонтах Квайсинского месторождения. Минеральная ассоциация: Кв, Сер, Г/С, Кал, Пт.

IV - З о н а г и д р о с л ю д а - м о н т м о р и л л о и т и з а ц и я. В этой зоне порода почти полностью замещена глинистыми минералами и кальцитом. Лишь местами встречаются реликты и обломки пропилитизированных порфиринов, в которых порфириновые выделения плагиоклаза серицитизированы, карбонатизированы, а основная масса замещена гидрослюда-монтмориллонитом. Порода насыщена прожилками пирита и реже сфалерита. В разрезе по трещинам, местами мощностью до 20 см развиваются почти мономинеральные глинистые породы, т.е. глинки трения, представленные в основном темно-серыми и почти черными глинистыми массами. Под микроскопом эта брекчиевая порода со смешаннослойным гидрослюда-монтмориллонитовым цементом с мелкими слегка округлыми обломками оглиненных, окварцованных, местами оруденелых пород. Обломки рудных минералов представлены сфалеритом, пиритом. Размеры обломков - от 0,01 до 4 мм и больше. Минеральная ассоциация: Г/М, Кал, Кв, Сл, Пт.

У - З о н а ц е о л и т и з а ц и и , к а р б о н а т и з а ц и и непосредственно примыкает к зоне брекчиевых руд и представлена почти полностью цеолитизированными и карбонатизированными породами, образовавшимися в виде сплошных масс и крупных прожилков. В этих породах встречаются и участки мелкокристаллического, местами халцедоновидного кварца. С удалением от рудной зоны к менее измененным породам замечаются хлоритизированные участки, развивающиеся по основной стекловатой массе. В породе имеются прожилки гематита и пирита. Цеолит представлен ломонитом, реже десмином. Минеральная ассоциация: Цл, Кал, Кв (Хал), Хл, Гт, Пт.

По мере удаления от рудоносной зоны породы постепенно сменяются пропилитами хлорит-альбитовой фации. В них, в отличие от вышеописанных пропилитов, развиваются участки и прожилки новообразованного альбита.

Надо отметить, что на этом участке Квайсинского рудного поля породы аргиллизитовой формации характеризуются более светлой окраской и отсутствием коричнево-буроватого оттенка, т.к. они не пропитаны тонкодисперсным гематитом, характерным для Квайсинского месторождения. В разрезе рудоносная зона имеет брекчиевый характер. Оруденение местами сплошное, встречаются обломки и участки сплошного свинца. В периферийных участках встречаются обломки и линзы измененных порфиринов с вкрапленностью рудных минералов или же обломки сплошных руд. Размер обломков от 3 до 80 см. В зоне фиксируется также наличие округлых обломков баритовой руды молочно-белого цвета размером до 30 см. Здесь же фиксируется маломощная барит-кальцитовая жила, представленная преимущественно баритом; в ней межзерновые пространства заполнены кварц-кальцитовой массой. Под микроскопом рудо-

носная зона характеризуется наличием рудных минералов: сфалерита, галенита, пирита, мельниковит-пирита, марказита, халькопирита, блеклой руды, лейкоксена и др. Более ранними рудными минералами, начинающими процесс рудообразования, являются пирит, марказит, за которыми по порядку следуют сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда.

**Разрез № 7.** Рудопоявление Варах-ком, штольня № 82, рассечка № 6. В разрезе обнажаются в основном кварцевые альбитофиры и маломощные рудные жилы. Последние представлены в основном раздробленными туфогенными материалами с обломками альбитофиров и порфириров, в которых цементом служит преимущественно руда, представленная сульфидами: пиритом, галенитом, марказитом, сфалеритом, халькопиритом и др. Пирит перекристаллизованный, сплошной массой представлен в виде цемента, местами отдельные скопления с редиктами колломорфного строения (трещины синерезиса, округлые формы и др.). Изредка в пирите наблюдаются субмикроскопические зерна и скопления марказита. Участками встречаются также халькопирит, галенит, сфалерит, карбонат, кварц. Обломки альбитофиров и реже порфириров преимущественно хлоритизированы или же замещены гидрослюда-монтмориллонитом и серицитом. В отношении Варах-Комского разлома разрез с севера на юг поперечный. Абсолютная высота 2050 м. В разломе зоны брекчирования представлены преимущественно обломками пород порфирировой свиты байоса, а также даек альбитофиров. Обломки мелких размеров более округлой формы. Цемент в рудной жиле в основном представлен рудными минералами - пиритом и галенитом. По цементу развивается также сфалерит. Вне рудной жилы брекчиевые породы представлены обломками хлоритизированных альбитофиров и измененных порфириров. Они также имеют незначительные угловатые слегка округлые очертания. Размеры обломков, определенных под микроскопом, от 0,1 до 3 мм. Цемент представлен преимущественно сильно милонитизированным смешаннослойным гидрослюда-монтмориллонитом, местами кальцитом. По кальцитовому цементу изредка развиваются галенит, сфалерит, пирит.

**I - Внешняя зона слабой пропилитизации.** У забоя рассечки обнажаются кварцевые альбитофиры более или менее свежего облика, порфирировые выделения представлены плагиоклаз-альбитом, который местами незначительно серицитизирован. Зерна плагиоклаза полностью или частично карбонатизированы. Структура массы микролитовая с разноориентированными микролитами плагиоклаза и кварца. Многочисленные пустоты породы заполнены кварц-халцедоновой массой, причем кварц занимает центральную часть, а халцедон окаймляет его. Кварц встречается также в виде прожилков. Имеются единичные зерна апатита. Из рудных минералов встречаются магнетит в виде мельчайших скоплений в основной массе, или же в виде более крупных зерен, размером до 0,3 мм. Минеральная ассоциация: Аб, Кв, Сер, Кал, Ап, Mg.

**II - Зона карбонатизации, гидрослюдазации.** С приближением к рудной жиле обнажаются порфирировые туфы с обломками альбитофиров и порфириров, где роль процесса карбонатизации возрастает. Карбонатизированы отдельные участки основной массы, а также порфирировые выделения плагиоклаза, хотя реже плагиоклаз остается свежим. Мес-

тами в породе наблюдаются участки с диабазовой структурой, в которых также карбонатизирована основная масса. По основной массе в обломках развивается и слюда, реже - хлорит. Они, вместе с кальцитом, составляют цемент породы. Наблюдающиеся пустоты в породе выполнены карбонатом, окаймляющимся кварцем. Кварц развивается также по удлинённым порфировым выделениям плагиоклаза в обломках спилитовой структуры, сохраняя лишь формы лейст. Из рудных минералов встречается магнетит, местами переходящий в гематит, из аксессуарных минералов - апатит. Порода переполнена прожилками, которые местами, пересекая фенокристаллы основного плагиоклаза, вызывают его окисление (альбитизацию). Мощность зоны до 1,5 м. Минеральная ассоциация: Аб, Пл, Кв, Г/С, Кал, Ап, Мг, Гт.

**Ш З о н а г и д р о с л ю д а - м о н т м о р и л л о н и т а ц и и** развивается непосредственно на контакте с рудными жилами. В этой зоне порода представлена туфогенными материалами, в которых обломки альбитофиров и порфириновых пород сцементированы полностью оглиненными (смешаннослойный гидрослюда-монтмориллонит) массами. В этих туфогенных породах в обломках порфиритов основная масса представлена гидрослюда-монтмориллонитом, реже хлоритом и микролитами плагиоклаза, а порфировые выделения плагиоклаза более основного состава (показатель преломления больше канадского балзама) преимущественно свежие, местами хлоритизированные. Изредка встречаются фенокристаллы плагиоклаза, замещенные кальцитом, а в обломках альбитофиров изменение выражается в появлении чешуй гидрослюда-монтмориллонита по основной массе породы. Из рудных минералов имеется пирит. Количество гидрослюдистых пакетов в этой зоне в смешаннослойных минералах гидрослюда-монтмориллонита исчисляется от 90 до 50 %. Обломки пород преимущественно неправильной формы, хотя имеются и слегка округлые. Минеральная ассоциация: Пл, Аб, Кв, Г/М, Хл, Кал, Пт.

В целом, завершая описание этого разреза, следует подчеркнуть, что альбитофиры не обладают таким широким спектром вторичных минералов, как порфириты основного состава рудного поля. Результаты рентгеноструктурного и термического исследований глинистых минералов по отдельным разрезам приводятся на рис. 8, 8<sup>а</sup>.

Таким образом все изученные разрезы метасоматитов порфириновых пород представляют собой комбинацию зон собственно глинистого - гидрослюда и гидрослюда-монтмориллонитового изменения, и карбонат-цеолитового метасоматоза с халцедоновидным кварцем вблизи рудных жил и прожилков. Они в основном характеризуют общие особенности проявления околорудной аргиллизации порфириновых пород Квайсинского рудного поля.

Результаты химических анализов слабоизмененных, измененных и интенсивно измененных пород, выраженные в процентах, были пересчитаны по методу Барта, а также Ю.В.Казицына и В.А.Рудника (1968) с учетом объемного веса и пористости пород.

На основании этих пересчетов выведены формулы баланса вещества при метасоматозе, характеризующие изменение химического состава каждой выделенной зоны, а также величина привноса-выноса элементов при процессе метасоматического изменения пород (табл. 3, рис. 9).

В результате рассмотрения закономерности миграции химических эле-

Миграция вещества при прео

эле- менты	29	34/73		36/73		37/73	
	Кол-во атомов в 10000 А	Кол-во атомов в 10000А	Абсолют- ные раз- ности	Кол-во атомов в 10000А	Абсолют- ные раз- ности	Кол-во атомов в 10000А	Абсолют- ные раз- ности
Si	150,5	115,38	-35,2	110,15	-40,4	139,6	-10,9
Al	54,70	52,7	-2,0	45,61	-9,1	34,56	-20,14
Ca	9,53	6,1	-3,43	4,37	-5,16	2,26	-7,27
Fe	8,10	11,9	+3,8	11,4	+3,3	6,63	-1,47
Ti	1,74	1,16	-0,58	0,9	-0,84	0,75	-1,01
Mn	0,4	0,25	-0,15	0,3	-0,1	0,27	-0,13
P	0,3	0,33	+0,03	0,2	-0,1	5,2	+4,9
SO <sub>3</sub>	-	1,61	+1,61	-	-	1,3	+1,3
S	-	0,5	+0,5	-	-	-	-
CO	19,3	8,43	-10,9	19,9	-0,11	13,4	-5,9
Mg	16,8	21,9	+5,1	23,27	+6,47	10,1	-6,7
K	4,1	15,7	+11,6	4,13	+0,003	5,19	+4,09
Na	12,5	6,7	-5,8	12,6	+0,1	18,6	+6,1
OH	26,9	28,8	+1,9	23,2	-3,7	10,6	-15,3
CO <sub>2</sub>	-	1,00	+1,00	6,6	+6,6	9,4	+9,4
O	480,06	297,26	-182,8	384,9	-95,16	419,43	-60,63
Σ +			+25,54		+16,50		+25,79
Σ -			-340,86		-152,67		-130,44
общ. Σ	785,09	569,99	-315,32	656,84	-136,17	677,00	-104,65
Δdv			0,25		0,33		0,42

Таблица 3

образовании порфиритовых пород

38/73		39/73		41/73		43/73	
Кол-во атомов в 10000А	Абсолют- ные раз- ности	Кол-во атомов в 10000А	Абсолют- ные раз- ности	Кол-во атомов в 10000А	Абсолют- ные раз- ности	Кол-во атомов в 10000А	Абсолют- ные раз- ности
118,86	-31,86	111,27	-39,23	141,55	-8,97	105,02	-45,48
47,20	-7,5	63,9	+9,2	41,13	-13,57	35,53	-19,17
4,17	-5,36	4,81	-4,72	3,89	-5,64	1,86	-7,67
8,49	+0,39	14,77	+6,67	4,47	-3,63	9,10	+1,0
0,7	+1,04	0,97	-0,77	0,96	-0,78	0,89	-0,85
0,26	-0,14	0,32	-0,08	0,16	-0,24	0,26	-0,14
0,22	-0,08	0,39	+0,09	0,44	+0,14	0,32	+0,02
0,7	+0,7	1,15	+1,15	0,69	+0,69	-	-
-	-	26,68	+26,68	-	-	-	-
31,04	+11,74	16,12	-3,18	9,09	-10,21	9,1	-10,2
21,36	+4,56	22,66	+5,86	12,9	-3,9	31,1	+14,3
2,02	-2,08	6,37	+2,27	16,07	+9,97	9,65	+5,55
18,78	+6,28	8,22	-4,28	2,91	-9,59	4,76	-7,74
21,48	-5,42	28,31	-1,41	34,7	+7,8	55,93	+29,03
7,12	+7,12	7,34	+7,34	6,51	+6,51	3,16	+3,16
415,38	-64,68	421,94	-58,12	422,3	-57,74	359,0	-21,06
	+30,79		+59,26		+25,11		+53,06
	-89,94		-111,79		-116,27		-212,31
697,80	-59,15	717,22	-52,53	697,8	-91,16	625,68	-60,25
	0,14		0,05		0,31		0,46

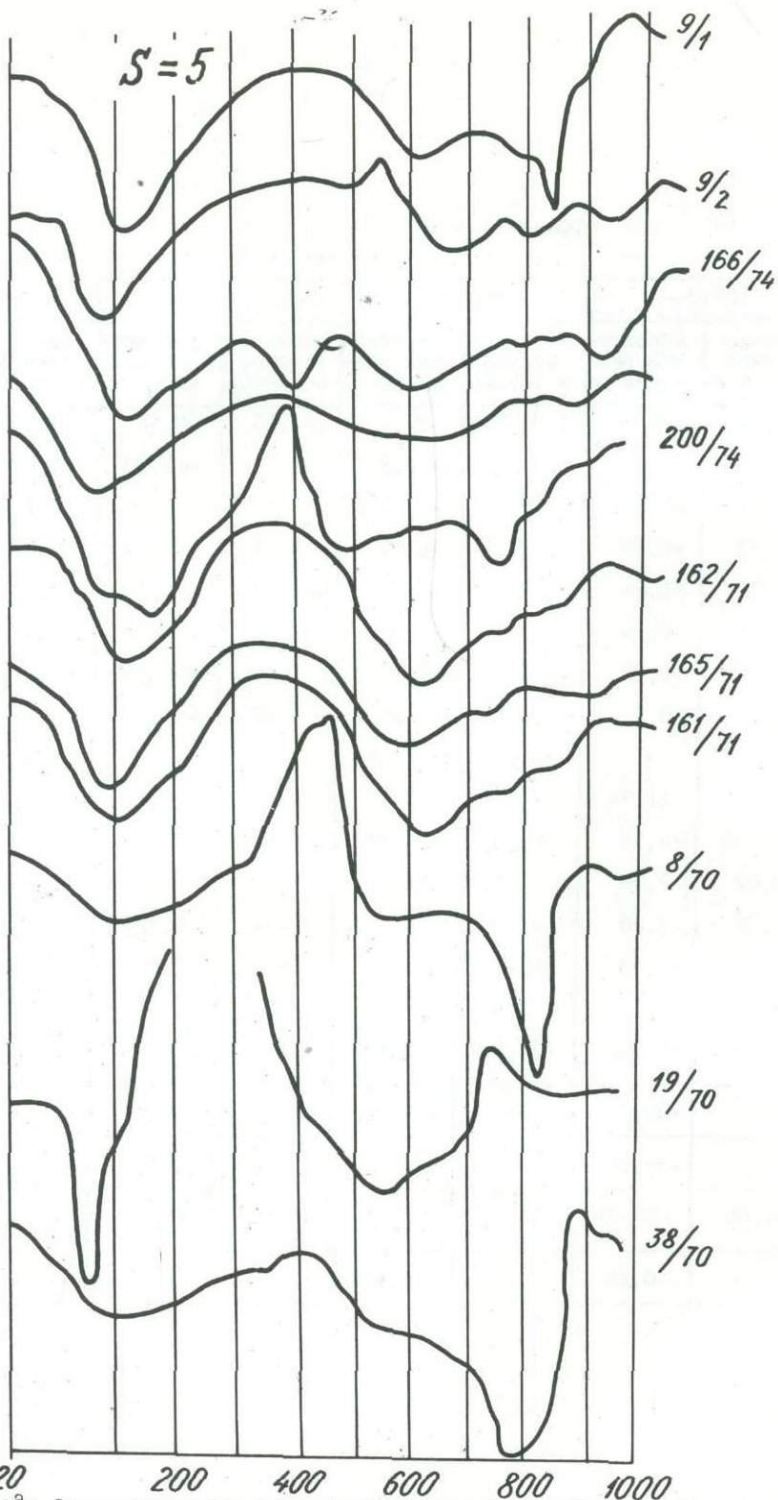


Рис. 8<sup>a</sup>: Дифференциальные кривые нагрева глинистых минералов в разрезах метасоматических пород.

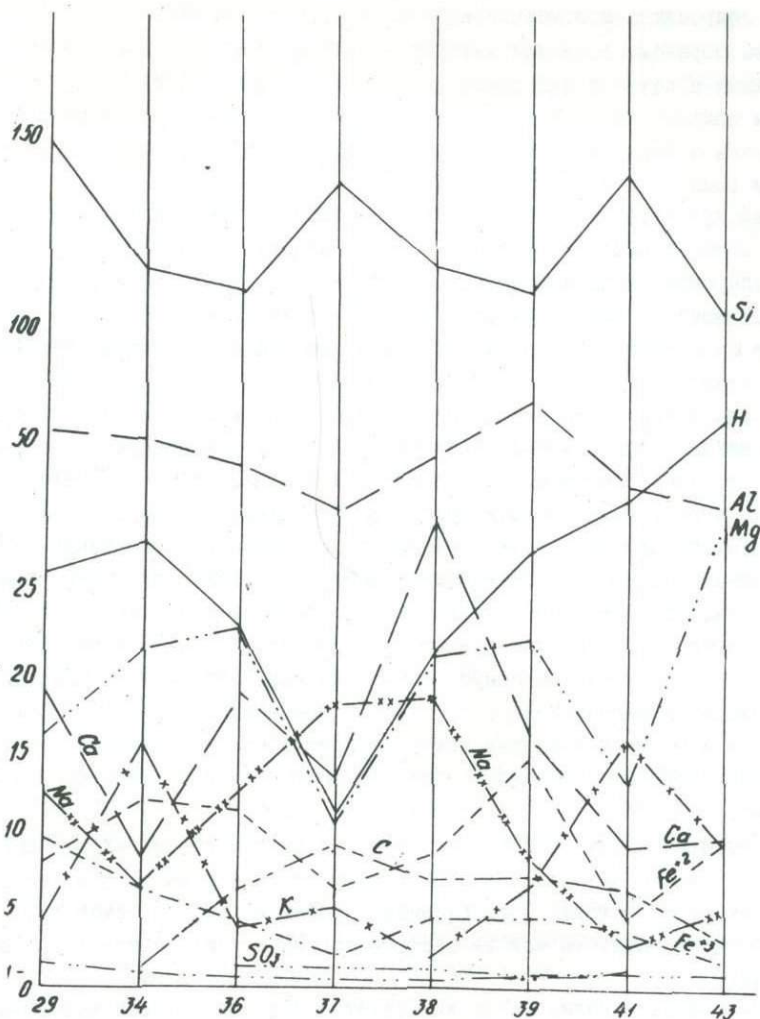


Рис. 9. Диаграмма миграции вещества при околорудной аргиллизации пород порфирировой свиты байоса

ментов формирования рудоносных зон, применительно к охарактеризованным выше типам зонального строения метасоматитов установлено, что в зонах контакта порфиритов и известняков, располагающихся вблизи рудоносных верхнеюрских пород, происходит вынос большинства петрогенных элементов - Si, Al, Fe, K, Na, Mg из порфиритов в известняки. Вместе с тем, вынос Ca, CO<sub>2</sub> из карбонатных пород преимущественно обеспечивает привнос этих компонентов в порфириты.

Другие компоненты, в частности K, SO<sub>2</sub>, Na, O характерные для

внутренних зон метасоматитов, привносились гидротермальными рудоносными растворами. Частично при этом фиксировались и элементы, выносимые из внешних зон. Этим обусловлено возрастание количества гидрослюда и смешанно-слоистого гидрослюда-монтмориллонита во внутренних зонах.

Таким образом, если для внешних зон характерно местное перераспределение рудных и петрогенных элементов, то для формирования внутренних зон необходим привнос гидротермами щелочей и щелочноземельных элементов. С приближением к верхним горизонтам повышается роль  $O_2$ , по-видимому, с возрастанием роли подземных грунтовых вод.

Общей характерной особенностью аргиллизации алюмосиликатных пород является процесс гидратации продуктов замещения, выражающийся в появлении также дисперсных алюмосиликатов, содержащих воду или гидроксильную группу (по Д.Хемли). В частности их содержание повышается в 3-10 раз, по сравнению со структурно подобными силикатами более высокотемпературных метасоматитов.

При замещении плагиоклаза глинистым минералом в основных алюмосиликатах происходит освобождение значительной части кремнезема и Са, частично  $N$ . Это сказывается и при расчете баланса вещества. Несомненно, эти компоненты играют существенную роль в формировании внутренних зон аргиллизированных пород, наряду с глинистыми алюмосиликатами, а также участков окварцевания. Что касается обилия кварца во всех зонах аргиллизированных пород, это можно объяснить как высвобождением его из плагиоклаза, так и контактом аргиллизитов с известняками, из которых и происходит его привнос, а  $CO_2$  поступает преимущественно из карбонатных толщ. Как следствие понижается кислотность и происходит повышение активности наряду с К, также Са и  $CO_2$ . Именно этим можно объяснить обилие карбоната в аргиллизированных породах указанного рудного поля, что не характерно для аргиллизитов.

Все вышеуказанные факторы свидетельствуют о миграции избыточных компонентов, возникающих при изменении порфиритов к осевым частям зональных метасоматитов, из которых они, очевидно, удалились по системам разрывных нарушений на поверхность или же растекались на других горизонтах в боковые породы.

Таким образом анализ миграции вещества при околорудном метасоматозе в Квайсинском рудном поле показал, что этот тип изменения в околотрецинных пространствах можно рассматривать как одну из фаций аргиллизитов, важную в промышленном отношении при поисках руд. Появление такой фации метасоматитов может быть обусловлено воздействием гидротерм с менее кислыми свойствами и повышенной активностью щелочных и щелочноземельных металлов.

Вместе с тем, изучая рудовмещающие породы Квайсинского рудного поля, можно заключить, что метасоматические процессы развиваются преимущественно в силикатах, являющихся главными реагентоспособными частями системы. В результате околотрецинного изменения, как уже отмечалось, образуются преимущественно глинистые алюмосиликаты (гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослоистые - гидрослюда-монтмориллонит, корренсит, каолинит и др.). Другие гидротермальные минералы являются производными глинистого метасомато-

за и представляют метастабильные силикаты фазы (альбитовые футляры, пирит, прожилки альбита и др.) и избыточное по отношению к глинистым продуктам вещество, обособляясь в виде окислов (кварц, гематит, сфен и др.) в соединении с компонентами растворов водосодержащих окислов (халцедон, лейкоксен), карбонатов, сульфидов (кальцит, пирит и др.), фторидов (флюорит) и сульфатов (барит, гипс).

#### Проявление аргиллизации в известняках

Большинство исследователей придерживается того мнения, что процессы околорудной аргиллизации развиваются исключительно в алюмосиликатных породах. При этом выделяется три основных типа околорудного изменения известняков (Князев, 1954; Майер Д., Хемли Ч., 1970; Хемли Ч. и др., 1971). 1 - замещение кальцита доломитом, анкеритом и др., при этом происходит катионный обмен; 2 - замещение известняка флюоритом или гипсом, при этом слабые анионы карбонатов замещены более сильными анионами, например F или  $SO_4$ ; 3 - окварцевание и баритизация карбонатных пород или их замещение сульфидами, когда происходит замещение катиона и аниона.

Многими исследователями при изучении разных типов месторождений, залегающих в карбонатных породах, околорудных тел отмечаются процессы перекристаллизации карбонатных толщ без существенного привноса компонентов, доломитизация, окварцевание, серпентинизация, тремолитизация и др. (Князев, 1954; Хоанг Май, 1974; Алексеенко, 1970; Мирошников, Бровков, Охупкин, 1976; Силаев, 1977; Пономарев, Алексеенко, 1978 и др.).

Б.И.Омельяненко (1966) указывает, что в урановых месторождениях в чистых карбонатных породах изменения выражены лишь в перекристаллизации известняков и появлении слабо развитой зоны окварцевания. При наличии в известняках примесей глинозема этот автор допускает появление альбита или серицита, характерных для околорудно измененных алюмосиликатных пород.

Кроме вышеупомянутых продуктов изменений для карбонатных пород исследователями были описаны также гидротермальные доломиты, сменяющиеся березитами, в которых локализуется рудная минерализация (Рихванов, Соловьев, 1977).

Процесс серицитизации карбонатных пород в литературе отмечается относительно редко. В США, в штате Иллинойс, в околорудных карбонатных породах, вмещающих свинцово-цинковое месторождение, М. Морел Дуанс и Коладж Кнокс (Morrell Duane M. Colledge Knox, 1976) отмечают широкое развитие каолинита и замещение кальцита доломитом.

Таким образом, по данным большинства исследователей, околорудные изменения в известняках в основном выражаются в их перекристаллизации, доломитизации, окварцевании и др. Лишь изредка, преимущественно в американской геологической литературе, упоминаются отдельные случаи аргиллизации карбонатных пород в околорудных зонах свинцово-цинковых месторождений (Миссисипская долина, район Гилмен в Колорадо, Восточный Тантик в Юте и месторождение Лост Ривер на Аляске).

Процесс аргиллизации в известняках в отечественной литературе описан только в последнее время на примере Сарасинской рудной зоны на севере

Горного Алтая (Лузгин, 1976).

Исследование Квайсинского рудного поля показало, что околорудная аргиллизация пород развивается вдоль тектонических разломов и вдоль контакта верхнеюрских известняков с порфиритовой толщей байоса. В верхнеюрских известняках наблюдаются процессы аргиллизации, окварцевания, пренитизации, а также перекристаллизации известняка с образованием крупнокристаллического кальцита.

Разрезы околорудных известняков изучались в основном на Квайсинском свинцово-цинковом месторождении, в частности на участке "Надарбаз" до глубины 1200 м. Всего по горным выработкам и скважинам было изучено 25 рудоносных и безрудных пересечений. Исследование разрезов вмещающих рудоносных верхнеюрских известняков показало, что они сопряжены с аргиллизированными алюмосиликатными породами. Неизмененные органогенные верхнеюрские коралловые известняки в пределах всего Квайсинского рудного поля (Квайса, Хихата, Надарбаз, Виль-Хох и др.) представлены массивными рифогенными породами с многочисленными разноориентированными прожилками кальцита и идиоморфными футляровидными кристаллами кварца. Эти кристаллы представлены гексагональными призмами правильных идиоморфных очертаний, развитыми в основном в мелкозернистой органогенно-карбонатной массе. Единичные кристаллы наблюдаются также в прожилках крупнокристаллического кальцита, которые со своей стороны секут мелкоагрегатный органогенный карбонат. В обоих случаях в кристаллах кварца наблюдаются включения окружающего карбоната, в основном повторяющие очертания кристаллов кварца, иногда имеющие и округлую форму. Отмеченные кристаллы кварца располагаются главным образом "струйками", "целочками", преимущественно вдоль мельчайших трещин, местами же встречаются в виде изолированных идиоморфных кристаллов или их скоплений. Размеры кристаллов варьируют от 0,4 до 0,01 мм и меньше. Все эти признаки дают нам основание отнести кристаллы кварца к метакристаллам, развитым в карбонатной массе, путем метасоматоза в твердой среде при региональных гидротермальных процессах, протекающих в известняках (Тедиашвили, 1970). Карбонат, включенный в метакристаллы, судя по ориентировке представляет собой реликт первичных зерен известняков, а целочковое и струйчатое расположение метакристаллов выявляют микротрещины, использовавшиеся растворами.

Для характеристики околорудных изменений в известняках ниже приводится описание нескольких типичных разрезов с анализом их общих и отличительных черт.

Разрез № 1. В качестве первого примера метасоматического изменения в известняках рассмотрены пересечения в штольне "Капитальная" (рассечка № 2 у кваршлага № 10, абс. высота 1400 м), охватывающее порфиритовую свиту байоса, рудоносные известняки и Южный Квайсинский разлом (рис. 7, раз. 4). Рудоконтролирующими структурами в разрезе являются: с юга контакт известняков с порфиристыми породами, а с севера — Южный Квайсинский разлом. В этих разломах развиваются зоны брекчирования, описанные выше.

В верхнеюрских известняках с севера на юг развиваются следующие зо-

ны:

0 - зона неизменных верхнеюрских известняков, представленная органогенными коралловыми породами с метакристаллами кварца. Вся масса породы состоит из мелкозернистого, землистого, органогенного кальцитового материала. В породе широко распространены прожилки кальцита. Участками отмечается перекристаллизация породы. Минеральная ассоциация зоны: Кал, Кв.

I - зона перекристаллизации и хлоритизации с прожилками смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита и сульфидных минералов. В этой зоне происходит перекристаллизация известняка в более крупнокристаллический кальцит. В породе развиваются многочисленные прожилки и отдельные участки кальцита, хлорита, смешаннослойной гидрослюда-монтмориллонитовой массы (рис. 10). Встречаются также мелкие прожилки и вкрапленность сульфидов - пирита, местами сфалерита с галенитом. Порода пропитывается тонкодисперсным гематитом. Зона непосредственно примыкает к рудоконтролирующему разлому, представленному аргиллитизированными брекчированными породами. Развитие всех вышеотмеченных прожилков придает породе полосчатую текстуру. Видимо прожилки глинистых минералов, в частности смешаннослойного Г/М, Хл и др. являются результатом воздействия аргиллизирующих растворов, циркулирующих вдоль тектонических структур (мощность зоны 2 м). Минеральная ассоциация: Кал, Хл, Г/М, Пт, Сл, Гл, Гт.

II - зона окварцевания развивается на контакте с рудоносными известняками и представлена в основном перекристаллизованными породами с развитием участков и скоплений преимущественно бесцветного халцедоновидного, реже мелкокристаллического кварца; встречаются также прожилки и скопления глинистых минералов - хлорита и гидрослюда. Мощность зоны 0,5-1,0 м. Минеральная ассоциация: Кал, Кв, Хл, Г/С.

III - зона сульфидной минерализации. В ней наблюдается метасоматическое замещение карбоната сульфидами - сфалеритом, галенитом, пиритом, марказитом, мельниковитом и др. Помимо рудных компонентов здесь развивается халцедоновидный кварц, а также метакристаллы кварца в сульфидной массе. Кальцит встречается в виде перекристаллизованных участков и прожилков. Из глинистых минералов - мелкие чешуи хлорита, реже смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита в сульфидной массе. Сфалерит, являющийся основным рудным минералом этой зоны и местами образующий сплошные мономинеральные участки, встречается в виде коломорфных ооидитовых, сфероидных, почковидных и зонально-полосчатых (с чередованием более светлых и темных полос) и мелкокристаллических агрегатов. Наблюдаются также участки с включениями пирита, марказита, мельниковит-марказита. В редких случаях в массе сфалерита имеются неравномерные выделения смитсонита, заместившего сфалерит. Галенит, пользующийся подчиненным развитием, встречается в виде неправильных обособлений в межзерновых пространствах сфалерита в виде отдельных прожилков и скоплений. Местами галенит создает сетчатую структуру. Значительно развиты дисульфиды железа,

представленные шестоватыми лучистыми агрегатами пирита, марказита, почкообразного мельниковит-пирита, мельниковит-марказита. Мощность рудоносной зоны примерно 5-6 м. Минеральная ассоциация: Кал, Кв, Сл, Гл, Пт, Мр, Ме.

Разрез № 2. (См.рис.7) разрез у кваршлага №10. Зона неизменных известняков представлена органогенными (коралловыми) массивными породами, в которых широко развиты метакристаллы кварца.

I - зона окварцевания и перекристаллизации характеризуется развитием в органогенной массе перекристаллизованных в более крупнокристаллический кальцит, а также окварцованных участков: мощность I,5 м, минеральная ассоциация: Кал, Кв.

II - зона хлоритизации - гематитизации представлена главным образом хлоритизированной массой; на отдельных участках появляется гидрослюда (рис.II). Первичная структура полностью исчезает, наблюдаются участки карбонат-гематитового состава. Порода насыщена прожилками гематита. Минеральная ассоциация: Хл, Г/С, Кар, Гм.

III - зона сульфидной минерализации и окварцевания. В этой зоне известняки замещены сплошной сфалерит-галенитовой массой с пиритом и халцедоном; наблюдаются и отдельные метакристаллы кварца в рудной и карбонатной массе. Зона характеризуется также наличием более крупнокристаллического кальцита. Мощность зоны почти 5 м. Встречаются участки и прожилки глинистых минералов, представленных в основном гидрослюдой и смешаннослойным гидрослюда-монтмориллонитом. Минеральная ассоциация: Кал, Кв, Сл, Пт, Гл, Г/С, Г/М.

Разрез № 3, горизонт № 8, абс.высота 1340 м. Этот разрез обнажает сравнительно глубокие участки изучаемого месторождения и заслуживает внимания значительным развитием пренитизации.

0 - зона неизменных органогенных известняков с метакристаллами кварца. Минеральная ассоциация: Кал, Кв.

I - зона перекристаллизации с незначительным развитием гидрослюда и монтмориллонита. Глинистые минералы в зоне развиваются в виде незначительных скоплений и налетов. Участками происходит перекристаллизация известняков в более крупнокристаллический кальцит. Минеральная ассоциация: Кал, Кв, Г/С, Мон.

II - зона окварцевания характеризуется метасоматическим замещением известковистого материала халцедоновидным кварцем и широким развитием процесса перекристаллизации пород. Мощность зоны 5 м. Минеральная ассоциация: Кал, Кв.

III - зона пренитизации, непосредственно примыкающая к рудоносным известнякам характеризуется развитием пренита - продукта метасоматического замещения известняков (рис.I2). Пренит преимущественно развит в зоне, примыкающей к перекристаллизованным участкам и жилам крупнокристаллического кальцита, встречается он и в основной мелкоагрегатной массе породы. Образует агрегаты мелких зерен и неправильные скоп-

ления; бесцветен, слегка загрязнен, часто с неполным погасанием, цвета интерференции второго порядка (красный, оранжевый, сине-фиолетовый), показатель преломления 1,65 (по большому показателю кальцита). Мощность зоны незначительная, почти 0,5 м. Минеральная ассоциация: Кал, Кв, Пр.

IV - зона хлоритизации, сульфидной минерализации выделяется в рудоносных известняках, где появляются мелкие чешуйки хлорита наряду с окварцованными участками. В этой зоне оруденение представлено сфалеритом, галенитом, пиритом и другими дисульфидами железа; жильные - кальцитом, кварцем (халцедоном), флюоритом, баритом и др. Барит в ассоциации с сульфидами является более поздним выделением и предшествует образованию кальцита поздней генерации (сечется кальцитом). Флюорит в виде идиоморфных кристаллов занимает зальбанды прожилков кальцита. Общий обзор изученных нами других разрезов по известнякам верхней юры показывает, что по мере приближения к верхним горизонтам возрастает жильная сульфидная минерализация в известняках (горизонт У, кв.4). Прожилки сульфидов встречаются также на уровне шт. "Капитальная", где породы приобретают полосчатую текстуру. На этих участках наблюдается брекчирование оруденелых известняков. Цемент, имеющий флюидальную текстуру, состоит из мельчайших прожилковых масс сфалерита, гидрослиды, кальцита и мелких зерен галенита. Выделяются рудные минералы двух генераций: I - метасоматические, замещающие известняки и II - в виде прожилков и жильных руд, наложенных на ранее оруденелые и впоследствии брекчированные известняки. Создается впечатление, что жильная фация сульфидных минералов образовалась в завершающую стадию рудного метасоматоза.

На уровне штольни 6 бис, в зоне сульфидной минерализации, в оруденелых известняках в массе крупнокристаллического кальцита наблюдаются пустоты и трещины, выполненные кварц-флюоритовыми агрегатами. Они в основном представлены крупнокристаллическими более идиоморфными зернами кварца, а межзерновые пространства в трещинах выполнены кристаллами флюорита. Последний в этой зоне встречается также в виде прожилков в ассоциации с кальцитом, выполняя межзерновые пространства.

Исследованием самих рудоносных известняков всех разрезов установлено, что они развиваются преимущественно на контакте с порфирировыми породами и вдоль тектонических рудоконтролирующих структур (Квайсинские разломы). В них происходит метасоматическое замещение в основном рудными минералами, в частности сфалеритом, галенитом, дисульфидами железа. Наблюдается укрупнение кристаллов кальцита, образование халцедона, местами, особенно среди рудных минералов, метакристаллов кварца. Взаимоотношения этих минералов с кальцитом, слагающим основную ткань известняков, не оставляют сомнения в более позднем их образовании, по сравнению с последним (за исключением прожилков кальцита поздней генерации). Что же касается метакристаллов кварца, то их образование в рудной зоне, по-видимому, является результатом волны кислотного пострудного выщелачивания. Количество вышеотмеченных новообразованных минералов по мере удаления от зальбандов рудоносных зон уменьшается вплоть до полного их исчезновения.

Результаты расчета баланса вещества в известняках с учетом объемного веса и пористости пород позволили выразить последовательный ряд изменений известняков при их аргиллизации (рис.13, табл. 4).

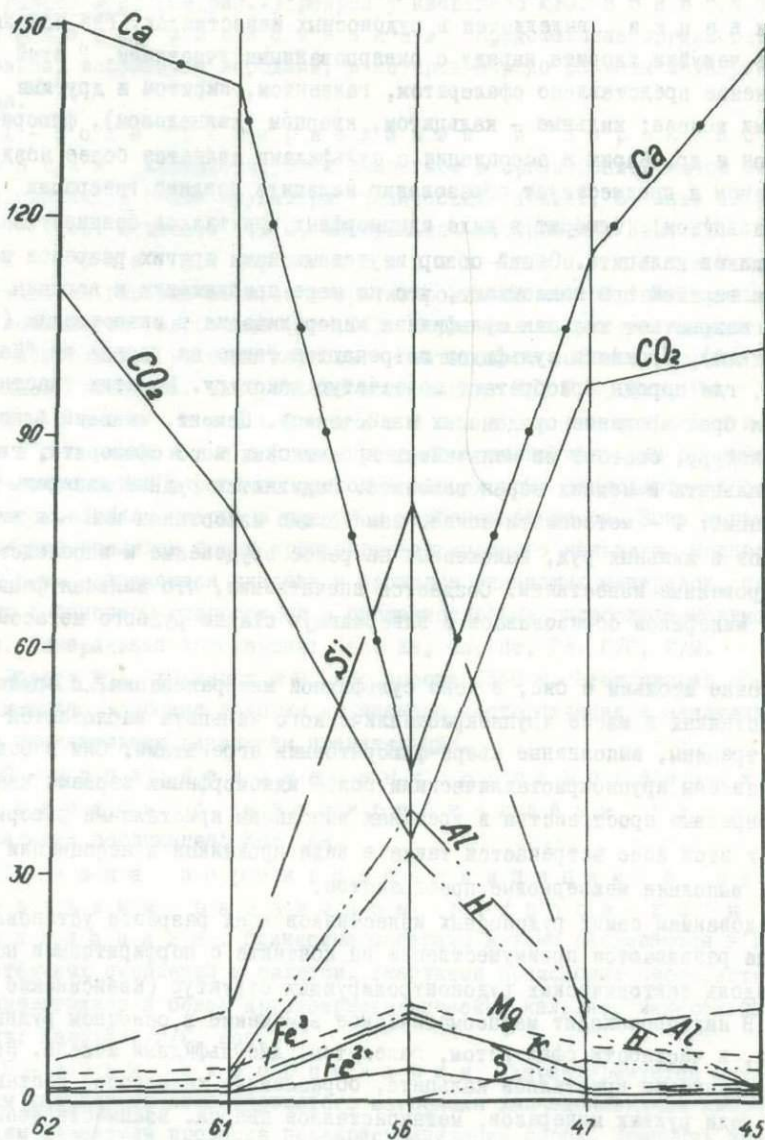


Рис. 13. Диаграмма миграции вещества при околорудном метасоматозе известняков верхней коры

Анализ полученных данных, а также результаты исследования, сопряженных с известняками аргиллизированных порфировых пород, указывают, что в зонах контакта порфиров с рудоносными известняками происходит

Таблица 4

## Миграция вещества при преобразовании известняков верхней юры

Элементы	62/73			61/73		56/73		47/73		45/73	
	Колич. атом. в 1000А	Колич. атом. в 1000 А	Абсолютные разности	Колич. атом. в 1000 А	Абсолютные разности	Колич. атом. в 1000 А	Абсолютные разности	Колич. атом. в 1000 А	Абсолютные разности	Колич. атом. в 1000А	Абсолютные разности
Si	5,38	12,05	+6,65	82,79	+77,41	10,06	+4,68	12,05	+6,67		
Al	-	3,63	+3,63	39,89	+39,89	14,31	+14,31	2,69	+2,69		
Fe	0,27	1,003	+0,733	12,38	+12,11	0,86	+0,59	1,36	+1,09		
Fe	-	1,57	+1,57	4,23	+4,23	0,91	+0,91	-	-		
Ti	-	-	-	0,64	+0,64	0,31	+0,31	-	-		
Mn	0,13	0,35	0,22	0,31	+0,18	0,34	+0,21	0,69	+0,56		
P	0,26	0,26	0	0,16	-0,10	0,19	-0,007	-	-0,26		
SO <sub>3</sub>	-	0,29	+0,27	1,27	+1,27	0,95	+0,95	0,39	+0,39		
S	-	-	-	-	-	5,63	+5,63	4,37	+4,37		
Ca	149,03	140,12	-8,91	46,65	-102,38	116,65	-32,38	145,55	-3,48		
Mg	3,08	3,78	+0,7	13,30	+10,22	7,12	+4,04	5,60	+2,52		
K	-	0,65	+0,65	11,88	+11,88	3,78	+3,78	-	-		
Nu	0,25	-	-0,25	0,51	+0,26	-	-0,25	-	-0,25		
CH	1,72	2,24	+0,52	34,27	+32,55	9,84	+8,12	2,27	+0,55		
CO <sub>2</sub>	112,96	80,80	-32,16	36,46	-76,50	97,37	-15,59	103,95	-9,01		
C	390,95	341,38	-49,57	410,65	+19,71	363,35	-27,60	391,21	+0,16		
+			+14,96		+210,35		+43,54		+19,10		
-			-90,98		-178,98		-75,89		-13,0		
общ.	664,03	588,10	-75,93	695,40	+31,37	631,67	-32,35	670,13	+6,10		

вынос большинства петрогенных элементов из порфиритов ( $Si$ ,  $Al$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Ti$ ,  $Mn$ ,  $Mg$ ) в известняки. Этим, по-видимому, и обусловлено метасоматическое замещение известняков халцедоном, кварцем, т.е. формирование в них зон окварцевания, а также образованием в известняках тонкодисперсного гематита, прожилков и скоплений глинистых минералов, а на более глубоких горизонтах и пренита. Вместе с тем, вынос  $Ca$ ,  $CO_2$  из карбонатных пород преимущественно обеспечивает привнос этих компонентов в порфириты. Что касается  $SO_3$ ,  $K$  и  $Na$ , то, по-видимому, они в этих породах привносятся преимущественно гидротермальными аргиллизующими растворами.

Из сопоставления процессов миграции компонентов при сопряженном развитии алюмосиликатных и карбонатных пород можно заключить, что в этом случае происходит своеобразный биметасоматоз в условиях низких температур и сравнительно малых глубин, выражающихся в обмене компонентов - вынос  $Ca$ ,  $CO_2$  из известняков и  $Si$ ,  $Al$ ,  $Fe$ ,  $Mn$  и др. из порфиритов. При этом в процессе изменения этих пород кремнезем связывается с силикатом и окислами, глинозем - исключительно с силикатами, а железо - преимущественно с силикатами или окислами.

Возможность отнесения вышехарактеризованных околорудных метасоматитов к гидротермальным, аргиллизитам основывается преимущественно на особенностях минерального состава, в частности распределения глинистых минералов, а также на закономерностях их распределения в отношении к рудному телу (Тедиашвили, 1979). При рентгеноструктурном исследовании глинистых минералов близ отражения 001,003 гидрослюда и смешаннослойных минералов установлены рудные тела, а в удалении от него - базальные отражения хлорита (рис. 14). Такая последовательность глинистых минералов из аргиллизированных известняков на разном удалении от рудных тел соответствует последовательности зонального размещения глинистых минералов в аргиллизированных порфиритах.

Минералого-петрографическое исследование метасоматических известняков показало, что околорудная аргиллизация этих пород, наряду с образованием глинистых минералов, выражается в перекристаллизации известняков и в образовании кварца, пренита, флюорита, тонкодисперсного гематита и др.

Процесс перекристаллизации известняков устанавливается как во внешних, так и во внутренних зонах околорудных метасоматитов. Известно, что под перекристаллизацией пород с укреплением кристаллов понимается процесс роста одних индивидов за счет вещества других без массообмена между агрегатом и внешней средой, и с сохранением тех же минеральных видов, совершающихся в различных условиях (Ферберн, 1949; Григорьев, 1956). Перекристаллизация в основном происходит в присутствии растворителя, или же при повышенной температуре. Механизм этих процессов проанализирован Д.Н.Григорьевым (1961), Ю.О.Пуниным (1965) и др.

В изученных автором известняках степень перекристаллизации - развития крупнокристаллического кальцита - постепенно возрастает по мере приближения к внутренним зонам. В этих участках наблюдается рост зерен карбоната, их изометризация, переход от бластопелитовой структуры к зубчатой гетерогранобластовой и далее мозаичной. Кристаллы более чистые, прозрач-

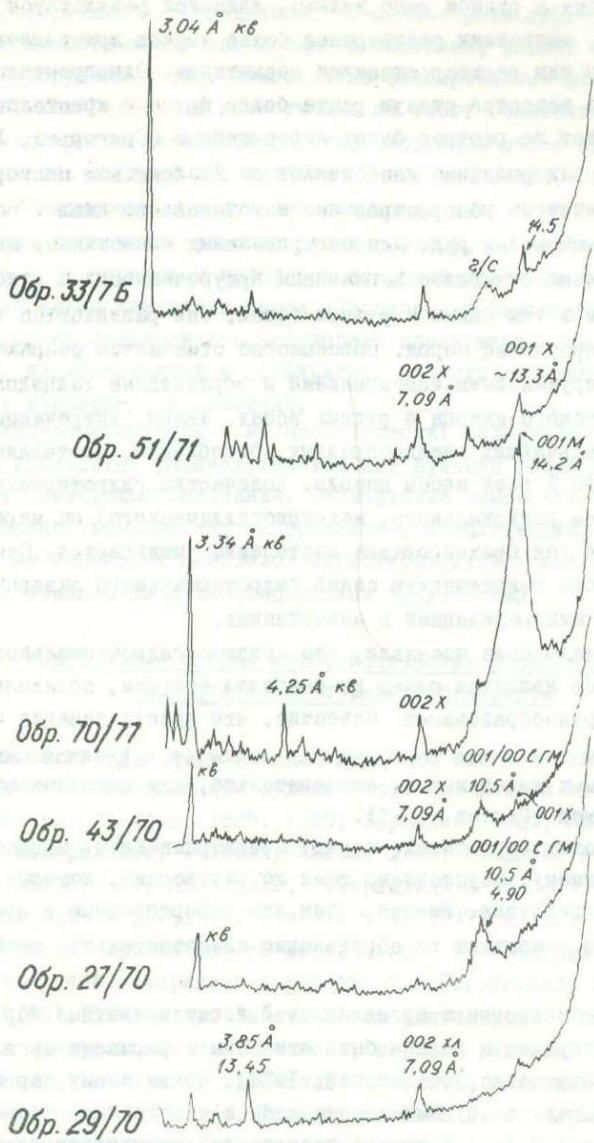


Рис. 14. Дифрактограммы глинистых минералов, развивающихся в около-  
 рудных метасоматитах верхнеурских известняков с характер-  
 ными пиками: 51/71; 29/70 - хлорита, 70/77 - хлорита,  
 монтмориллонита; 33/76 - гидрослюда; 27/70 - гидрослюда-  
 монтмориллонита, хлорита.

ные. Перекристаллизация в этих участках сопровождается "чистой" кри-  
 сталлов карбоната от примесей (глинистые частицы и др.), которые большей  
 частью скапливаются в межзерновых пространствах.

Ввиду того, что процесс минералообразования происходит в низкотем-  
 пературных условиях, возрастание степени перекристаллизации в известня-

ках по мере приближения к рудной зоне, видимо, является результатом воздействия гидротермов, вызвавших растворение более мелких кристаллов, поскольку по отношению к ним раствор оказался насыщенным. Одновременно, за счет их растворенного вещества станут расти более крупные кристаллы, по отношению к которым тот же раствор будет пересыщенным (Григорьев, 1961).

Гидротермальное окварцевание известняков на Квайсинском месторождении получило ограниченное распространение и установлено лишь в полях локализации свинцово-цинковых руд. Для окварцованных известняков данного типа характерна довольно отчетливо выраженная приуроченность к рудоконтролирующим структурам и тем самым к рудным зонам. Они развиваются вблизи зон брекчирования и дробления пород. Повсеместно отмечается сопряжение окварцованных зон с оруденелыми известняками и образование халцедоновидного, метакристаллического кварца в рудных зонах. Кварц, встречающийся в виде линзообразных мельчайших гнездообразных обособлений, составляет от 5-10, местами до 20-30 % всей массы породы. Количество гидротермального кварца (за исключением регионального, метакристаллического) по мере удаления от рудных тел и зон брекчирования постепенно уменьшается. Отмеченное позволяет допустить генетическую связь гидротермального окварцевания со свинцово-цинковой минерализацией в известняках.

Проведенные исследования показали, что процесс гидротермального окварцевания известняков является одним из наиболее поздним, сближенным во времени с процессом рудообразования. Известно, что кристаллизация основной массы кремнезема возможно после того, как большая часть аддендов окажется в форме труднорастворимых минералов и, следовательно, для конечных этапов формирования рудных тел (Ганеев, 1963).

Развитие в глубоких горизонтах, наряду с окварцеванием, процесса пренитизации, по-видимому, обусловлено теми же растворами, которые вызвали силицификацию известняка. Вместе с тем эти окварцованные и пренитизированные участки не указывают на образование самостоятельной метасоматической формации.

Они формируются синхронно с аргиллизацией алюмосиликатных пород, но в других по составу породах и должны быть отнесены к формации аргиллизитов (Шербань, 1978; Борисенко, Оболенский, 1978). По-видимому, аргиллизующие растворы, наряду с другими изменениями в известняках (образование глинистых минералов и др.) в случае достаточной активности кремнезема в растворе обуславливают в локальных участках окварцевание, а с глубиной - пренитизацию породы.

Процесс покраснения породы (как известняков, так и порфириров), установленный в прирудных зонах в связи с возникновением в них тонкодисперсного гематита, объясняется повышением основности (Вахрамов, 1969), а возможно частичной галлоидной природой минералообразующих растворов.

Таким образом результаты проведенных исследований с учетом новейших литературных данных показывают, что околорудные аргиллизиты в известняках распространены более широко, чем это предполагалось. Выявление околорудной аргиллизации в известняках на Квайсинском месторождении является подтверждением их широкого развития.

Гидротермальный халцедоновидный мелко-реже скрытокристаллический кварц, метасоматический замещающий известняки, развит в основном в рудоносных и прирудных зонах. Повсеместно фиксированные метакристаллы кварца в верхнеюрских безрудных известняках не имеют генетической связи с оруденением. Метакристаллы кварца в сульфиднорудной массе являются результатом проявления пострудного кислотного выщелачивания. Околорудная аргиллизация, в частности образование глинистых минералов в известняках верхней юры на Квайсинском месторождении вызвана, по-видимому, контактом известняков с порфиритовой породой и природой раствора, обусловившего аргиллизацию алюмосиликатных пород. Необходимые компоненты для аргиллизации известняка привносились растворами преимущественно из порфиритов и наоборот, из известняков в порфиритах, происходил биметасоматоз в условиях низких температур и давлений.

Образование пренита в метасоматических известняках, только лишь в глубоких горизонтах рассматривается как функция более высоких давлений и температур минералообразования. Околорудные изменения известняков, в частности перекристаллизация, окварцевание, пренитизация, гематитизация и образование глинистых минералов характеризуются зональным развитием и генетически связаны со свинцовоцинковым оруденением.

#### Минеральный состав метасоматических пород и их текстурно-структурные особенности

Большой вклад в изучении минерального состава руд месторождений и рудопроявлений Квайсинского рудного поля был внесен многочисленными исследователями (Данилов, 1929, 1930; Барсанов, 1937; Прокопенко, Панков, 1946; Г.Твалчрелидзе, Т.Твалчрелидзе, 1948; Гвахария и др., 1950; Г.Твалчрелидзе, 1958, 1961; Иваницкий, Г.Харашвили и др., 1959; Джапаридзе, 1963; Надирадзе и др., 1973; Гуниава и др., 1977 и др.).

Детальная характеристика минерального состава руд и отдельных нерудных минералов содержится в работах Г.М.Гогсберидзе (1949), Т.В.Иваницкого (1951, 1954) и др. Вместе с тем уникальность состава руд, метасоматитов и минеральных парагенезисов, широкое развитие труднодиагностируемых глинистых минералов требовало проведения дополнительного детального минералогического изучения. Доказательством этому служит тот факт, что в процессе исследований ряд минералов установлен автором впервые (табл. 5). Ниже главное внимание акцентируется на новых данных, полученных в результате детального исследования минералов метасоматических пород.

**С и л и к а т ы.** Из минералов класса силикатов как по распространенности, так и в генетическом отношении главнейшими новообразованиями являются листовые силикаты, представленные минералами групп монтмориллонит-вермикулита, гидрослюда, хлорита, каолинита, их смешаннослойных минералов типа гидрослюда-монтмориллонита, корренсита и др., образование которых обусловило формирование околорудных аргиллизированных метасоматитов.

Смешаннослойные минералы - промежуточные неравновесные постройки - в изученном рудном поле широко распространены среди аргиллизированных

## Минеральный состав метасоматитов и руд Квайсинского рудного поля

Классы типоморфных новообразованных минералов				Породообразующие минералы		Аксессуары минералы	Реликтовые минералы
	нерудные		рудные				
с и л и к а т ы	гидрослюда-монтмориллонит хх) корренсит хх) гидрослюда монтмориллонит каолинит хх) хлорит серицит цеолиты альбит, пренит сфен хх) гибшит хх) лейкоксен	с у л ь ф и д н	сфалерит галенит пирит марказит мельниковит-пирит мельниковит-марказит мельниковит вьюртцит халькопирит арсенопирит облеклая руда гутчинсонит гринокит хх)	порфириновой свиты	плагиоклаз пироксен амфибол	апатит	плагиоклаз пироксен амфибол
карбонаты	кальцит	карбонаты	смитсонит х)	известняков	кальцит		кальцит
окислы	кварц халцедон рутил	окислы	гематит магнетит гидроокислы железа х)				
сульфаты	барит гипс	сульфаты	англезит				
галогениды	флюорит хх)						

Примечание: х) гипергенные минералы;

хх) впервые установленные и изученные автором.

околорудных пород. Эти минералы имеют особенно важное генетическое значение в связи с тем, что слагают преимущественно внутренние зоны околорудных аргиллизированных метасоматитов, где содержание их достигает своего максимума: до 90% всей глинистой фракции.

Известно, что смешаннослойные минералы впервые были выявлены Гринером в 1934 г. (Grinert 1934) и, начиная с этого времени, их описанию посвящены работы многочисленных исследователей (Франк-Каменецкий, Гойло, 1970; Чухров, 1970; Дриц, Сахаров, 1976 и др.), в которых описываются генетические, структурные, физико-химические, рентгеноструктурные и другие свойства этих минералов. Установлено, что смешаннослойные минералы широко распространены в самых разнообразных геологических условиях — корках выветривания, почвах, современных и древних осадках и гидротермальных месторождений. Они представляют собой яркий пример проявления в природе одномерного порядка и беспорядка. Их структуры образуются слоями разных типов, которые могут чередоваться в разных соотношениях и с разной степенью упорядоченности.

Изученные нами смешаннослойные минералы представлены в основном гидрослюда-монтмориллонитом. В некоторых разрезах устанавливается также корренсит. В большинстве случаев они встречаются в ассоциации с хлоритом, монтмориллонитом, реже с гидрослюдой. Под микроскопом минералы имеют светло-коричневую окраску местами со светлозеленоватым, или же сероватым оттенком; развиваются в виде сплошных масс, характерных для глинистых минералов. Агрегаты обладают чешуйчатой, местами волокнистой натечной формой; характеризуются пестрыми цветами интерференции оранжево-коричневого оттенка. В участках, где развит минерал, первичная структура породы полностью утрачена. Местами только обволакивает отдельные мельчайшие реликты первичных пород. Во внешних зонах аргиллизитов минерал развивается в виде отдельных чешуек, разбросанных среди различных первичных и вторичных минеральных агрегатов. Местами он образует прожилки и скопления. Прожилки, скопления и отдельные участки гидрослюда-монтмориллонита в ассоциации с пиритом встречены также в околорудных и рудоносных зонах верхнеюрских известняков.

На рентгенограммах глинистой фракции различных зон аргиллизированных пород показаны основные пики этого минерала: 10,5; 4,96; или 10,1/10,4; 4,86/4,95; 3,33 или же 10,3; 4,94; 3,31 (рис. 8). Процентное содержание гидрослюдистых слоев в гидрослюда-монтмориллоните варьирует преимущественно от 90-80 до 70-50%, а местами доходит до 10%.

В результате пересчета химических анализов гидрослюда-монтмориллонита (Борнеман-Старинкевич, 1964) установлена кристаллохимическая формула минерала:  $[(K_{0.67}Na_{0.16}Ca_{0.25})_{1.08} \cdot 3H_2O](Al_{1.54}Fe_{0.11}Fe_{0.10}Mg_{0.23})_{1.98}(Si_{3.98}Al_{0.02})_4(O_{11}OH)_{12} \cdot 1.21H_2O$

Кроме гидрослюда-монтмориллонита в породах с глубоких горизонтов (гор.8), преимущественно из промежуточных зон аргиллизированных алюмосиликатных пород, рентгеноструктурными анализами было установлено наличие смешаннослойного минерала хлорит-монтмориллонита. Для такого типа смешаннослойного минерала было предложено название корренсит (Lippman, 1956).

Это регулярный, упорядоченный минерал с большим базальным межплоскостным расстоянием, типа хлорит-вермикулит (Bradley, Weaver 1956; Дир, Хауи, Зусман, 1966). Корренсит с изученного рудного поля под микроскопом трудно отличить от других глинистых минералов. Он характеризуется почти аналогичными с ними структурными и текстурными особенностями. Окраска минерала светло-зеленоватая до бесцветной. Цвета интерференции от светло-желтых до светло-серых, местами и пестрые. Характерные пики минерала на дифрактограмме после обработки препарата глицерином: 32;46; 15,03; 7,14; 4,7 (рис.8).

В природных условиях в присутствии калия и натрия возникают неупорядоченные слюды монтмориллонитовой смешаннослойной структуры, а в присутствии кальция и магния - упорядоченные хлорит-монтмориллонитовые и слюда-монтмориллонитовые образования (Франк-Каменецкий и др., 1972). Исходя из этого, можем допустить, что широкое развитие в пределах Квайсинского рудного поля неупорядоченного смешаннослойного минерала типа гидрослюда-монтмориллонита, видимо, вызвано присутствием в рудоносных растворах большого количества K и  $N$ , а в участках совместного развития гидрослюда-монтмориллонита и упорядоченного корренсита (в основном на глубоких горизонтах в периферических участках) присутствием также Ca и  $Mg$ .

Гидрослюды. Минералы группы гидрослюд представлены в основном гидромусковитом. Гидрослюда в максимальном количестве развивается в околорудных аргиллизированных алюмосиликатах. Отмечается она и в пропицитизированных породах и в околорудных известняках. В последних гидрослюда встречается редко, хотя местами имеются и отдельные крупные его скопления. Обилие гидрослюды в околорудных пространствах обуславливает образование зон гидрослюдизации. Широкое развитие минерала во внутренних и особенно промежуточных зонах околорудных аргиллизитов подтверждается как микроскопическими исследованиями, так и термическим и рентгеноструктурными анализами.

Гидрослюда находится в парагенетической ассоциации преимущественно с другими глинистыми минералами, в частности: хлоритом, монтмориллонитом, реже - гидрослюда-монтмориллонитом, а также с карбонатом (кальцит), кварцем, цеолитами, альбитом, сульфидами, гипсом, пренитом и др. Макроскопически минерал зеленовато-серого или же зеленого цвета с разными оттенками и жирным блеском. Под микроскопом хорошо видны сплошные тонкоагрегатные выделения, а также его прожилки. Характерна флюидальная текстура.

Рентгеноструктурные исследования показали характерные главные пики гидрослюды, в частности 10,0 (001); 54,99 (002) или 9,34 (001); 3,33 (003) и 4,99; 3,33, 1,994.

Проведенные термические исследования гидрослюды отражены на рис.19. Кривые ДТА гидромусковита характеризуются двумя эндотермическими эффектами с пиками 160, 600°C. Эти пики обусловлены выделением воды. В пределах первого эндотермического пика потеря веса соответствует 13 мг (3,25%), а во втором - 26,5 мг (6,62%).

Монтмориллонит является характерным минералом аргиллизированных пород и образовывается преимущественно во внешних зонах. В изучаемом

районе этот минерал установлен автором (Надирадзе, Алибегашвили, Тедиашвили, 1973; Тедиашвили, 1976). Монтмориллонит встречается во внешних и промежуточных зонах аргиллизитов и ассоциирует преимущественно с хлоритом и гидрослюдой, реже гидрослюда-монтмориллонитом и корренситом. Он образует тонкопластинчатые, часто сплошные массы и его содержание среди глинистых минералов во внешних зонах достигает 30-40%. Присутствие значительного количества монтмориллонита в околорудноизмененных породах подтверждается и их рентгеноструктурными анализами.

Каолинит. Из глинистых минералов каолинит встречается наиболее редко, в основном в промежуточных зонах аргиллизитов, в периферических участках и на глубинах горизонта Квайсинского месторождения. Наблюдается преимущественно в ассоциации с корренситом. Наличие каолинита установлено рентгеноструктурными анализами; количество его не превышает 20 % всей глинистой фракции.

Хлориты пользуются широким распространением в метасоматически измененных породах рудного поля. Они являются главнейшими новообразованными минералами во всех разновидностях пропилитизированных порфиритов и дайковых пород. В этих породах хлорит замещает основную массу и порфировые выделения плагиоклаза и темноцветных силикатов. В сильно пропилитизированных породах хлорит, развивающийся по порфировым выделениям плагиоклаза, образует скелетные формы. Хлорит часто в ассоциации с кальцитом, гидрослюдой, гипситом и др. заполняет миндалины и пустоты породы. Хлорит является также характерным минералом для всех зон околорудных аргиллизированных пород, замещающим совместно с вышеописанными глинистыми минералами все первичные минеральные ассоциации. Отмечается лишь постепенное уменьшение хлорита на фоне возрастания количества гидрослюдой и смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита. В рудоносных участках как в порфиритах, так и в известняках верхней юры хлорит встречается спорадически.

В измененных околорудных известняках хлориты слагают небольшие участки, образуя скопления или же прожилки. Часто в виде тонкозернистых чешуйчатых или массивных агрегатов с секториально-лучистым или сноповидным строением, заполняет миндалины, образуя округлые, иногда шаровидные тела.

В некоторых местах встречаются раскристаллизованные сплошные выделения. Минерал обычно имеет зеленую окраску разных оттенков - от темного до светлого. Характеризуется низкими цветами интерференции. Рентгеноструктурные исследования показали, что в аргиллизированных породах хлорит, встречающийся в различных соотношениях с ассоциирующими с ним другими глинистыми минералами (Г/М, Г/с, Мон, Као и др.), присутствует почти повсеместно. Его процентное содержание в глинистой фракции варьирует от 90 до 10 %.

Термические и рентгеноструктурные исследования, выполненные Б.К. Касатовым и Ю.С. Дьяконовым (ВСЕГЕИ) показали, что хлорит в этих породах представлен магнезиально-железистой разновидностью типа репидолита (Тедиашвили, 1976).

В заключение описания главнейших тонкодисперсных глинистых минералов Квайсинского рудного поля приводится характеристика форм частиц некоторых из этих минералов, установленных с помощью электронного микроскопа, проведенных в лаборатории ВСЕГЕИ. На электронных микрофотоснимках (рис. 15) видно, что глинистые минералы характеризуются в основном беспорядочными частицами, в частности, гидрослюда (обр. № 3/367, 8/73), только видны удлиненные пластинки с гексагональными очертаниями, а также и многочисленные изометрические округлые частицы. Микрофотоснимки смешанно-слоистого гидрослюда-монтмориллонита (обр. № 43/73) характеризуются беспорядочно расплывчатыми неправильными и округлыми частицами. На некоторых снимках видны только удлиненные, шестиугольные, реже вытянутые трубчатые (обр. № 55/70) формы частиц.

**Альбит.** Альбитизация полевых шпатов и образование альбита в виде прожилков и скоплений тесно связано с процессами пропилитизации пород зон регионального изменения, а также внешних зон формации околорудных аргиллизитов. Он находится в ассоциации в основном со щелочным комплексом глинистых минералов. В региональных пропилитах альбит встречается как продукт замещения порфирировых выделений плагиоклаза, часто образуя футляровидные или скелетной формы монокристаллы, внутренняя часть которых заполнена агрегатами глинистых минералов, хлоритом, карбонатом и др., а внешняя часть представлена альбитовой каймой. Такого вида замещение плагиоклаза, видимо, можно объяснить большой пористостью центральных частей кристаллов, по сравнению с периферической (Волостных, 1965).

Во внешних участках аргиллизированных пород, в отличие от региональных пропилитов, наряду с альбитизацией порфирировых выделений плагиоклаза отмечаются прожилки и скопления новообразованного альбита. Они представлены преимущественно свежими бесцветными разноориентированными, местами сдвойникованными лейстами альбита средних и малых размеров (рис. 16).

В несдвойникованных кристаллах альбита отсутствуют трещины спайности, что является одним из характерных признаков его низкотемпературного метасоматического образования (Русинов, 1968). Имеются также участки, где порфирировые выделения плагиоклаза, в местах пересечения их прожилками кальцита, альбитизированы (рис. 17).

Установлено, что альбитизация плагиоклазов как в пропилитах, так и аргиллизитах, всегда происходит параллельно с образованием в этих породах таких минералов как хлорит, кварц, кальцит, серицит, пренит, цеолиты, пирит, магнетит, гематит. Образование прожилков и скоплений альбита в аргиллизированных породах сопровождается развитием в них глинистых минералов, в основном щелочного комплекса. Это свидетельствует о том, что в пределах изученного рудного поля альбитизация связана не только с процессами пропилитизации, но и с аргиллизацией пород.

**Пренит** является основным новообразованным минералом, возникающим наряду с хлоритом, альбитом, реже кальцитом в пропилитах альбит-хлорит-пренит кальцитово-й фации. В этих породах пренит развивается преимущественно по порфирировым выделениям плагиоклаза, местами полностью замещая их. Пренит встречается и в околорудных аргиллизированных порфиритах в виде прожилков, местами в ассоциации с кальцитом, цеолитом или альбитом, выпол-

ная межзерновые пространства последнего (рис.18). Следует отметить, наличие пренита также в окварцованных околорудных известняках. Минерал бесцветный, образует радиально-лучистые волокнистые или чешуйчатые агрегаты. Характеризуется высокими цветами интерференции. Показатель преломления минерала  $N_g' = 1.644$ ,  $N_p' = 1.618$ .

**Цеолиты** являются типоморфными минералами для околорудных аргиллизированных алюмосиликатных пород. Минералы этой группы представлены в основном ломонтитом. В последнее время были зафиксированы также десмин, анальцит, гейландит, морденит, шабазит. Они встречаются главным образом во внешних участках околорудных аргиллизитов, местами в зонах непосредственно примыкающих к рудным телам. В ассоциации с кальцитом слагают породы цеолит-карбонатной фации. Наблюдается тенденция возрастания роли цеолитизации в приповерхностных участках изученного рудного поля. Цеолиты образуют отдельные зерна и скопления, а также прожилки, часто совместно с кальцитом. Кроме кальцита они ассоциируют с кварцем, халцедоном, хлоритом, гидрослюдой, смешаннослойными минералами и др. Рентгеноструктурными исследованиями установлены характерные пики ломонтита. Термические исследования ломонтита показали, что на кривой ДТА отмечается три эндотермического эффекта с пиками при  $180^{\circ}$ ,  $280^{\circ}$ ,  $480^{\circ}\text{C}$ .

**Гибшит** -  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4$  (синоним - плазолит) впервые был описан Ф.Корню (Corney 1906) в туринских мергелях (Чехия), а в СССР Д.С. Белянкиным и В.П.Петровым (1939) в окрестностях сел.Никорцинда (Грузия), в контакте меловых мергелей с тешенитами и в сел.Лопани (Южная Осетия) в мраморах, на контакте с дайкой диабазов.

Гибшит обычно связан с гранатом и развивается по периферии его зерен, но описываются случаи нахождения его вне связи с гранатом (Scott, 1951; Tiley, 1957). Гибшит, описанный Э.В.Назливкиной из Украинского кристаллического массива, встречен в метасоматических архейских биотито-плагиоклазовых гнейсах в виде крупных ксеноморфных образований.

Обнаруженный и изученный автором гибшит в пределах Квайсинского рудного поля развивается в пропилитизированных породах порфиритовой свиты байоса альбит-пренит-хлорит-кальцитовой фации. Минерал встречается исключительно как продукт выполнения пустот, часто в ассоциации с хлоритом (рис.4). Пустоты имеют удлиненные, округлые, реже неправильные формы. Размеры их варьируют в широких пределах - от 0,4 до 3 мм. Гибшит обычно встречается в виде мелкозернистых агрегатов с высоким рельефом и шероховатой поверхностью. Бесцветный или светло-кремнистого цвета, изотропный, иногда с аномальными темно-серыми цветами интерференции. Показатель преломления 1,68, удельный вес 3,05. Рентгеноструктурные исследования минерала зафиксировали характерные пики плазолита-гибшита (табл.6).

Наличие гибшита в прожилках хлорит-кальцит-пренит-альбитовой фации является еще одним доказательством более высокотемпературных условий образования пород этой фации по сравнению с другими фациями пропилитов.

**К а р б о н а т ы.** **Кальцит** - один из самых распространенных минералов рудных месторождений различных генетических типов. Известно, что при формировании многих месторождений он выделяется на протяжении длительного промежутка времени при различных температурных условиях и в ассоциа-

Таблица 6

Дебаеграмм гибшита из порфиритов Квайсинского  
рудного поля

№ № П/П	Обр. № 6 <sup>1</sup> /77		Эталон гибшита по Михееву (1957)	
	$d^{\alpha}/n$	$\gamma$	$d^{\alpha}/n$	$\gamma$
I	15,0	23	-	-
2	5,45	13	-	-
3	4,914	14	4,908	2
4	4,220	19	-	-
5	3,320	19	-	-
6	2,995	77	3,007	8
7	2,685	100	2,691	10
8	2,556	24	2,568	4
9	2,521	20	-	-
10	2,440	58	2,456	6
11	2,350	28	2,357	5
12	2,190	29	2,194	6
13	2,155	20	2,126	2
14	1,947	38	1,949	7
15	1,836	14	1,893	2
16	1,769	20	1,732	6
17	1,730	17	-	-
18	1,665	36	1,665	5
19	1,598	65	1,605	8
20	1,495	14	1,401	6
21	-	-	1,346	6
22	-	-	1,310	6

ции с различными минералами.

Для Квайсинского рудного поля кальцит является широко распространенным характерным минералом пропилитов и околорудных метасоматитов.

По мнению Н.А.Велиховой (1972) количество примеси железа и марганца в кальцитах находится в зависимости от концентрации этих компонентов в минералообразующей среде. В изученных нами кальцитах максимальная концентрация этих элементов характерна для участков выделения основной массы сульфидов, а также близповерхностных горизонтов. С глубиной и в удалении от зон сульфидного оруденения в кальцитах содержание концентрации уменьшается.

В результате изучения характера выделения кальцита в околорудных метасоматитах и рудах можно выделить несколько их генераций: I - кальцит, образующийся в верхнеюрских известняках в результате перекристаллизации мелкозернистого "землистого" карбоната в более крупнокристаллические агрегаты под воздействием гидротермальных растворов, без существенного привноса-выноса компонентов; II - кальцит, развивающийся метасоматически по темным силикатам, плагиоклазу, местами замещающий основную массу по-

род, возникающий в процессе пропилитизации; Ш - кальцит, образующийся в процессе рудообразования и предшествующий выделению халцедоновидного кварца, флюорита, барита, выполняющих межзерновые пространства в кальците; У - кальцит завершающего этапа формирования руд и метасоматитов, сескующий все ранее образованные минеральные агрегаты.

**О к и с л ы** в рудах и метасоматитах изученного рудного поля представлены кварцем, халцедоном, магнетитом, гематитом. Детальное их описание мы не приведем, лишь отметим, что среди них значительное место занимает кварц, встречающийся как в измененных порфиритах и известняках, так и в рудах.

Гематит и магнетит в основном являются продуктами околорудного изменения вмещающих пород.

**С у л ь ф а т ы.** Барит широко распространен и относится к главным минералам собственно баритовых, барит-кальцитовых и барит-полиметаллических рудопроявлений изученного района (Хардисар, Кауата, Квайса, Тельнары, Скаты-Ком). В ряде полиметаллических месторождений и рудопроявлений (м-ние Квайса, уч. Надарбаз, Валь-Хох, Варах-Ном и др.) барит является главным жильным минералом. Барит бледно-розоватого или молочно-белого цвета, образует преимущественно таблитчатые со штриховкой на грани (001) кристаллы. Обычно же встречается в виде крупнозернистых (2-3 см) агрегатов деформированных и раздробленных кристаллов. Баритовые рудопроявления распространены обычно в приповерхностных участках свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений и рудопроявлений (Квайса, Валь-Хох, Надарбаз, Скаты-Ком и др.). Тонкие прожилки минералов фиксируются в пропилитах сравнительно глубоких горизонтов участка Надарбаз (гор.8). На этом же участке барит встречается в рудной зоне в ассоциации с сульфидными минералами - сфалеритом, галенитом, дисульфидами железа, а также флюоритом, кварцем, кальцитом. В этой ассоциации барит является более поздним минералом и образование его предшествует кальциту более поздней генерации, который заполняет трещины и межзерновые пространства в барите.

**Г и п с** в околорудных аргиллизированных породах в основном в зоне развития смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита наблюдается в виде бесцветных прозрачных сноповидных выделений или хорошо образованных призматических столбчатых, игольчатых кристаллов со стекловатым блеском, местами характерно сдвойникованных. Гипс в основном находится в ассоциации со смешаннослойным гидрослюда-монтмориллонитом, гидрослюдой и гидроокислами железа, развивающимися сплошными массами вокруг кристаллов гипса (рис. 19).

**Г а л о г е н и д ы.** Флюорит в пределах Квайсинского рудного поля впервые был определен и изучен автором (Тедиашвили, Ахвледзани, 1978).

В изученном автором рудном поле флюорит встречается в виде маломощных жил (до 5-7 см) и прожилков во вмещающих алюмосиликатных породах, а также в ассоциации со свинцово-цинковой минерализацией в рудных зонах, развивающихся как в порфиритах, так и в известняках. В жилах флюорит в большинстве случаев ассоциирует с кальцитом, развиваясь вдоль зальбандов прожилков (рис.20). В породах порфиритовой свиты флюорит иногда выделяет-

ся во вторичных пустотах в виде неправильной формы агрегатов. Макроскопически он кристаллический, агрегаты зернистые, цвет светло-зеленый, местами бесцветный, блеск стеклянный. Уд.вес 3,06. Минерал обладает совершенной спайностью. В шлифе в проходящем свете имеет зеленоватый оттенок; изотропный, показатель преломления от 1,425 до 1,430. Аномально низкое светопреломление флюорита, возможно, вызвано дефицитом фтора в минерале, компенсирующимся присутствием коллоидного кальцита (Дир, Хауи, Зусман, 1966). Диагностика флюорита подтверждена рентгенометрическим анализом. Характерные пики на дифрактограмме 3,157; 1,933; 1,619; параметр решетки  $a = 5,467 \text{ \AA}$ . Что касается зеленой окраски флюорита Квайсинского месторождения, то, по-видимому, она обусловлена наличием редкоземельных элементов, в частности  $Sr$  изоморфно замещающего в кристаллической решетке флюорита ионы  $Ca$  (Феофилов, 1956; Пшибрам, 1959).

Наличие на Квайсинском месторождении зеленого флюорита указывает на определенную роль фтора в процессах формирования руд Квайсинского свинцово-цинкового месторождения.

**Сульфиды.** Минералы класса сульфидов представлены сфалеритом, галенитом, дисульфидами железа, халькопиритом и др., изучены довольно подробно другими исследователями и их описание не дается.

**Блеклая руда,** установленная автором на участке рудопроявления Валь-Хох, встречается сравнительно в малом количестве; образует ангдральные микроскопические выделения преимущественно в галените, размерами от 0,01 до 0,2 мм; обнаружена также в виде тонких нитеобразных прожилков и отдельных зерен в сфалерите. Иногда она встречается с мелкими выделениями реликтового характера халькопирита и, вероятно, развивается по халькопириту. Минерал выделяется позднее дисульфидов железа, сфалерита, галенита и халькопирита.

Характерные для Квайсинского рудного поля минеральные агрегаты основных рудных минералов обладают текстурными и структурными особенностями, описываемыми обычно под общим названием натечных или метаколлоидных (Панков, 1951; Иваницкий, 1953 и др.). Хорошую сохранность проявляют также метаколлоидные агрегаты нерудных минералов.

В геологической литературе, освещающей вопросы генезиса различных месторождений, часто встречаются данные, свидетельствующие о существенной роли коллоидных растворов при формировании некоторых типов руд. В последнее время появились также работы, касающиеся вопросов о роли коллоидных растворов при формировании околорудно-измененных пород (Бородаевская, Кривцов, 1970; Петровская, 1961; Бородаевская и др., 1962 и др.).

Большинство исследователей считает, что коллоидные образования являются низкотемпературными, однако установлены факты, свидетельствующие о том, что они устойчивы в широком диапазоне давления и температуры. Они могут возникать как в поверхностных, так и глубинных (до 850 м) условиях (Левицкий, 1953; Павлов, 1965).

Метасоматический характер многочисленных рудных масс метаколлоидного сложения подтверждается тем, что процесс замещения пород рудным веществом происходит форме коллоидных растворов, или истинных растворов, эво-

люционировавшихся до состояния коллоиднодисперсных систем. Наличие метакolloидных агрегатов в метасоматических породах и рудах Квайсинского рудного поля, видимо, обуславливается близостью физико-химических условий их формирования. Колломорфные агрегаты Квайсинского месторождения, в первую очередь главные рудные минералы - сфалерит, пирит и др. были изучены многими авторами. Сфалерит в рудах образует метакolloидные и почковидные зонально-полосчатые агрегаты светлого серовато-желтого цвета. Местами тонкодисперсные сфалериты образуют почкообразные стяжения вокруг кристаллов кальцита, обволакивая их. Они имеют зонально-полосчатое строение. Встречаются также многочисленные глобулы сфалерита; часто они выделяются в пиритовой массе, а пирит приобретает как-бы скелетную форму.

Помимо сфалерита встречаются колломорфные выделения дисульфидов железа - шестоватого лучистого марказита, пирита, почкообразного мельниковит-пирита, мельниковит-марказита и др.

Метакolloидный пирит, развивающийся как в рудных зонах, так и во вмещающих измененных породах выделяется также в виде отдельных крупных глобулей и в виде более крупных раздробленных сферолитов (рис.21), что может быть связано с процессом синерезиса. Однако, если предыдущие исследователи обращали внимание в основном на колломорфные агрегаты рудных минералов, то нами были изучены особенности форм выделения минералов гидротермально измененных пород.

В измененных вмещающих породах, кроме выделений пирита из рудных минералов встречается также метакolloидный гематит, образующий сферолиты с зонально-концентрическим и почковидным строением. Изредка гематит представлен радиально-лучистыми агрегатами (рис.22).

В зонах метасоматически измененных пород типичные метакolloидные агрегаты образуют кварц, хлорит, халцедон, кальцит, гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные гидрослюда-монтмориллонит, гематит, гидромусковит, сфен и др.

Метакolloидные агрегаты сфена в измененных аргиллизированных порфиритах имеют в основном форму глобулей и глобулитов; встречаются как единичные глобулы, так и скопления глобулитов (рис.23). Местами в центре глобулей замечаются зерна пирита. Редко встречаются также почковидные и радиально-лучистые агрегаты.

Халцедон широко распространен на месторождении, в основном в рудной зоне, имеет вид сплошных масс. Под микроскопом характеризуется радиально-лучистым строением, встречается также в виде волокнистых агрегатов. Окраска халцедона - светло-кремовая, имеются также бесцветные агрегаты (бесцветные развиваются преимущественно в верхнеюрских известняках). Местами наблюдается чередование светлых и бурых слоев халцедона. Встречаются и сферолиты и сферолитоподобные агрегаты.

Метакolloидный кварц широко распространен на месторождении. Он имеется в виде скрытокристаллических или очень мелкозернистых агрегатов. На более высоких горизонтах на уровне рудопоявления Варах-Ком метакolloидный кварц наблюдается в виде отдельных оолитов, глобулей и натечных образований в гидрослюдистой массе. Местами глобулы обнаруживают концентри-

чески зональное строение, в центре которого располагается рудный минерал по форме выделений напоминающий гематит (рис.24).

Кальцит имеется в виде почковидных агрегатов, а также в сферолитах, зародившихся в пустотах. Местами центр заполненных кальцитом пустот занимает гематит (рис.25). Изредка встречаются оолиты, в центре которых кальцит, а по периферии - кварц концентрически-зонального строения, окаймленный хлоритом. Характерно, что оолиты и сферолитоподобные агрегаты сравнительно легко кристаллизующихся веществ (кварц, кальцит) обычно возникают, если их кристаллизация происходит в типичных гелях (Чухров, 1955).

Гидрослюда, являющаяся основным минералом аргиллизитовой формации, образует радиально-лучистые и концентрически-зональные агрегаты. В центре оолитов встречается кальцит, окаймленный радиально-лучистыми агрегатами гидрослюда, гидрослюда-монтмориллонита и хлорита. Местами центр оолитов занимают кристаллы пирита. Для гидрослюда характерны также неправильной формы натечные и волокнистые агрегаты (рис.26). В зонах сплошной гидрослюдизации-монтмориллонитизации развиваются агрегаты, имеющие метаколлоидное строение со свойственными им радиально-лучистыми, концентрически-зональными и др. формами.

Очень характерны для гидрослюда-монтмориллонита и других глинистых масс сферолиты и глобулины, а также оолиты, получившие натечные эллипсоидные формы.

Как видно из описания, основными формами метаколлоидов на месторождении являются: 1 - глобулы - сферические обособления диаметром от сотых долей мм до нескольких мм концентрически-зонального или радиально-лучистого строения, 2 - фестончато-полосчатого или ритмичнозонального строения, 3 - крупные оолиты - сфероиды - от нескольких мм до нескольких см (кальцит, гидрослюда, хлорит и др.) с ритмично-зональным строением (в основном образованы в пустотах выщелачивания разных форм), 4 - натечные и волокнистые агрегаты, имеющие в некоторых минеральных агрегатах формы стяжения, 5 - мелкокристаллические агрегаты среди метаколлоидов. Все вышеназванные признаки указывают на метаколлоидную природу этих образований, которые прошли стадию гелеобразования. Они являются достаточно убедительным доказательством того, что эти обособления образовались из коллоидных растворов.

По всем разрезам рудного поля широко распространены метаколлоидные выделения в брекчированных известняках, а также в туфах и туфобрекчиных порфириновых пород, вдоль контактов пород и тектонических нарушений. Исходя из этого, можно заключить, что метаколлоидные агрегаты больше всего развиваются в зонах повышенной проницаемости (контакты, разломы, зоны дробления, брекчированные горизонты). К таким же выводам пришли исследователи при изучении колломорфных выделений колчеданных залежей Урала (Бородаевская, Кривцов, 1970).

По мнению автора, все описанные колломорфные агрегаты, развитие в околорудных метасоматитах, а также в рудных жилах свидетельствуют об их формировании из коллоидных растворов, прошедших стадию геля и, следовательно, о значительной роли коллоидных растворов наряду с истинными рас-

творами при образовании метасоматических пород (пропилиты, аргиллизиты) и руд.

Минеральные агрегаты метасоматических пород, как уже отмечалось, широко представлены также прожилками кальцита, кварца, халцедона, барита, флюорита, альбита, пренита, цеолитов, хлорита, гидрослюда, смешаннослойных глинистых минералов и др. Их мощность варьирует в широких пределах. Наиболее широко эти прожилки распространены на месторождении и рудопроявлениях изученного рудного поля. В литературе неоднократно отмечается, что нерудная прожилковая минерализация в благоприятных рудоконтролирующих структурах может служить индикатором скрытого оруденения (Исакович, 1975). Вместе с тем, "взаимоотношения прожилков указывают на многократность их развития и на относительную кратковременность периода образования каждого из них в общей истории формирования месторождения. Прожилки фиксируют определенные моменты истории формирования месторождения" (Рундквист, 1965).

Прожилки, развивающиеся в пределах рудного поля, в основном имеют простой минеральный состав. Кроме мономинеральных кальцитовых, кварцевых, халцедоновых и др. прожилков широко развиты прожилки, сложенные двумя, тремя и большим числом минералов. Общее число разновидностей прожилков по минеральному составу близко, или больше (за счет различных генераций одного минерала, например: кальцита, хлорита, рудных минералов и др.) числа возможных сочетаний из всех основных нерудных, а также рудных минералов рудного поля. Такое разнообразие прожилков позволило нам составить для изученного рудного поля ряды "прожилков" от ранних к более поздним. Строение их разнообразное: наряду с мономинеральными прожилками массивной текстуры, сложенными кальцитом, кварцем, халцедоном, баритом и др. Встречаются прожилки с полосчатой, крустификационной текстурой флюорит-кальцитового, барит-кальцитового состава и с признаками последовательного разрастания минералов от стенок трещин к центральным частям. Для примера можно привести кальцит-флюоритовые прожилки, в которых идиоморфные кристаллы флюорита образуются в зальбандах трещин. В последующем, в центральных частях прожилков развивается кальцит, проникающий в мельчайшие трещины, возникшие в кристаллах флюорита.

В околорудных зонах Квайсинского рудного поля наблюдаются взаимные пересечения трещин разных простираний, по пересечениям которых можно установить следующую последовательность образования прожилков от ранних к более поздним: хлоритовые, кальцитовые, кварцевые, альбитовые, пренитовые, цеолитовые, монтмориллонитовые, гидрослюда-монтмориллонитовые, гидрослюдистые, кальцитовые, халцедоновые, кальцитовые, баритовые, флюоритовые, кальцитовые. Изучение прожилков в пределах рудного поля показало, что наиболее широко распространены кальцитовые, кварцевые, хлоритовые, иногда кварц-кальцитовые прожилки, которые вне контуров рудных зон прослеживаются почти повсеместно в породах региональной пропилитовой фации. Для известняков верхней юры прожилки кальцита являются очень характерными и развиты повсеместно. Но прожилки с цеолитовыми, альбитовыми, баритовыми, флюоритовыми, пренитовыми и смешаннослойными глинистыми минерализаци-

ями, а также прожилки с комбинациями этих минералов вместе с кальцитом, кварцем, халцедоном, характерны для самих рудоносных участков.

### Зональность метасоматических пород

В этом разделе суммированы основные выводы из приведенного выше описания строения и состава околорудных метасоматических пород Квайсинского рудного поля с особым акцентом на вопросы зональности метасоматитов, сопряженных с ними прожилков и жил, а также рассмотрена возможность использования этих данных при решении практических задач: для определения формационной принадлежности метасоматитов и оруденения, при прогнозировании и поисках руд за пределами вскрытых частей месторождений и рудных полей и т.п.

Зональность метасоматических пород, как известно, одна из важнейших характеристик, определяющих их формационную принадлежность (Коржинский, 1969; Наковник, 1966, 1967; Рундквист, Павлова, 1975). При решении вопроса формационной принадлежности метасоматических пород Квайсинского рудного поля и их отнесении к формации околорудных аргиллизитов были приняты во внимание следующие данные:

1. Широкое развитие парагенезисов глинистых минералов: глинистого хлорита, монтмориллонита, гидрослюда, каолинита, смешаннослойных минералов - гидрослюда-монтмориллонита, корренсита.
2. Зональные ряды метасоматитов в порфиритах, развивающиеся примерно симметрично по отношению к осевым плоскостям (рудоконтролирующим разломам) с закономерным изменением минерального состава от внутренних к внешним фациям, соответствующим эталонным схемам метасоматитов аргиллизитовой формации (Доверинг, Коржинский, Наковник, Казлицы, Волостных).
3. Синхронное развитие процессов аргиллизации в известняках и порфиритах с образованием сходного парагенезиса минералов, проявленных в резко отличающихся количественных соотношениях. Наличие глинистых минералов в известняках в количестве, не превышающем 5-10 %.
4. Направленность метасоматических изменений в известняках и последовательность зон та же, что и в порфиритах.
5. В некоторых участках рудного поля (уч. Надарбаз) устанавливаются непосредственные переходы вдоль отдельных рудных тел метасоматитов по порфиритам в метасоматиты по известнякам. В этом случае осевой (центральной) плоскостью зональности являются контакты порфиритовых пород с известняками, и зональность по отношению к ним проявляется асимметрично. В частности, в порфиритах от внешних зон к внутренним развиваются зоны: хлоритизации, серицитизации, окварцевания, монтмориллонизации, цеолитизации, гидрослюдизации, гидрослюда-монтмориллонитизации, а в известняках - хлоритизации, монтмориллонитизации, окварцевания-преницитизации, гидрослюдизации, гидрослюда-монтмориллонитизации.

На основании всего вышеизложенного все рудоносные метасоматиты отнесены к одной метасоматической формации - аргиллизитам.

Отмеченные различия в минеральном составе в околорудных порфиритах и известняках являются естественным следствием определяющего значения литологии исходных пород на минеральный состав и фации метасоматитов.

По существу автором предлагается расширенное толкование понятие "аргиллизитовая формация", включив в нее все однотипные метасоматические породы, возникающие при воздействии единых рудоносных растворов на различные вмещающие породы. Такое понимание не отличается от тех принципов выделения метасоматических формаций, которые приняты для других метасоматических образований, в частности для грейзенов, скарнов и др. Так, к грейзеновой формации относят метасоматиты по ультраосновным, карбонатным и другим породам, несмотря на существенные отличия в их минеральном составе (Рундквист, Денисенко, Павлова, 1971); к скарновым – метасоматиты, развивающиеся по известнякам и алюмосиликатным породам (Жариков, 1965) и т.п.

Отнеся все рудоносные метасоматиты Квайсинского рудного поля и гидротермальным аргиллизитам, ниже суммируем основные данные по их горизонтальной и вертикальной зональности в следующем порядке: минеральные парагенезисы, минералы, химические элементы.

Г о р и з о н т а л ь н а я   з о н а л ь н о с т ь   а р г и л л и з и т о в . I. Околорудные аргиллизиты, возникающие как по порфирирам, так и по известнякам, как следует из приведенного выше описания, обладают неконтрастной горизонтальной зональностью. Нами условно выделяются три зоны: внешняя, промежуточная, внутренняя. Не останавливаясь на всех ранее отмеченных деталях, подчеркнем основные особенности зонального строения.

а – Отличие внешних зон изменений аргиллизитов от региональных пропитов выражается в развитии многочисленных новообразованных минералов, характерных для сильно пропититизированных пород: альбита, карбоната, хлорита, пренита, цеолитов, монтмориллонита, гидрослюда, флюорита. Они встречаются в основном в виде прожилков и скоплений. В этих зонах новообразованный альбит наблюдается в тесной связи с глинистыми и ассоциирующимися с ними минералами и возникает в результате процессов аргиллизации. Поэтому представляется целесообразным отнесение этих пород к аргиллизитам. Такой подход соответствует и понятию "аргиллизация", т.к. тонкодисперсные хлориты, образовавшиеся в максимальном количестве во внешних зонах, рассматриваются как глинистые минералы (Грим, 1959). Отнесение этих пород к аргиллизитам подтверждается также пространственной связью аргиллизированных и интенсивно-пропититизированных пород, образованных вследствие наложения глинистого метасоматоза на ранее пропититизированные породы, которые относят к формации аргиллизитов (Burnham 1962).

б – Отличие внешних зон аргиллизитов в известняках от регионального окварцевания (известняки с метакристаллами кварца) проявляется в повышении во внешних зонах аргиллизитов интенсивности перекристаллизации карбоната, а также в образовании прожилков глинистых и рудных минералов, редких окварцованных участков, что придает породе Полосчатую текстуру.

в – Общая тенденция изменения минерального состава от внешних зон к внутренним выражается в направленном изменении количественных соотношений минералов и частично в появлении минералов-новообразований. Ниже

приведем кривые, отражающие особенности количественного распределения глинистых минералов в различных зонах аргиллизированных порфириров на участках с разной интенсивностью оруденения (рис.27). Из графиков видно, что глинистые минералы в аргиллизитах гидрослюда-монтмориллонитового состава с обилием карбоната, образуют непрерывный ряд. В частности во внешних зонах преимущественным распространением пользуются тонкодисперсные "глинистые" хлориты (до 90%) и монтмориллонит (15-20 %). Местами в этих же зонах в незначительном количестве появляются смешаннослойный гидрослюда-монтмориллонит и частично гидрослюды. Промежуточные зоны представлены главным образом гидрослюдистыми минералами. В этих зонах они появляются в максимальном количестве. Повышается содержание смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита. Количество хлорита и монтмориллонита уменьшается от внешних частей зоны к внутренним почти до полного исчезновения последнего. Местами в промежуточных зонах появляются корренсит и каолинит. Во внутренних зонах количество смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита доходит до 90 %, местами до 100 % от всей глинистой фракции. В этих зонах количество гидрослюды уменьшается вплоть до полного ее исчезновения в некоторых разрезах, уменьшается также количество хлорита постепенно полностью исчезают каолинит, корренсит.

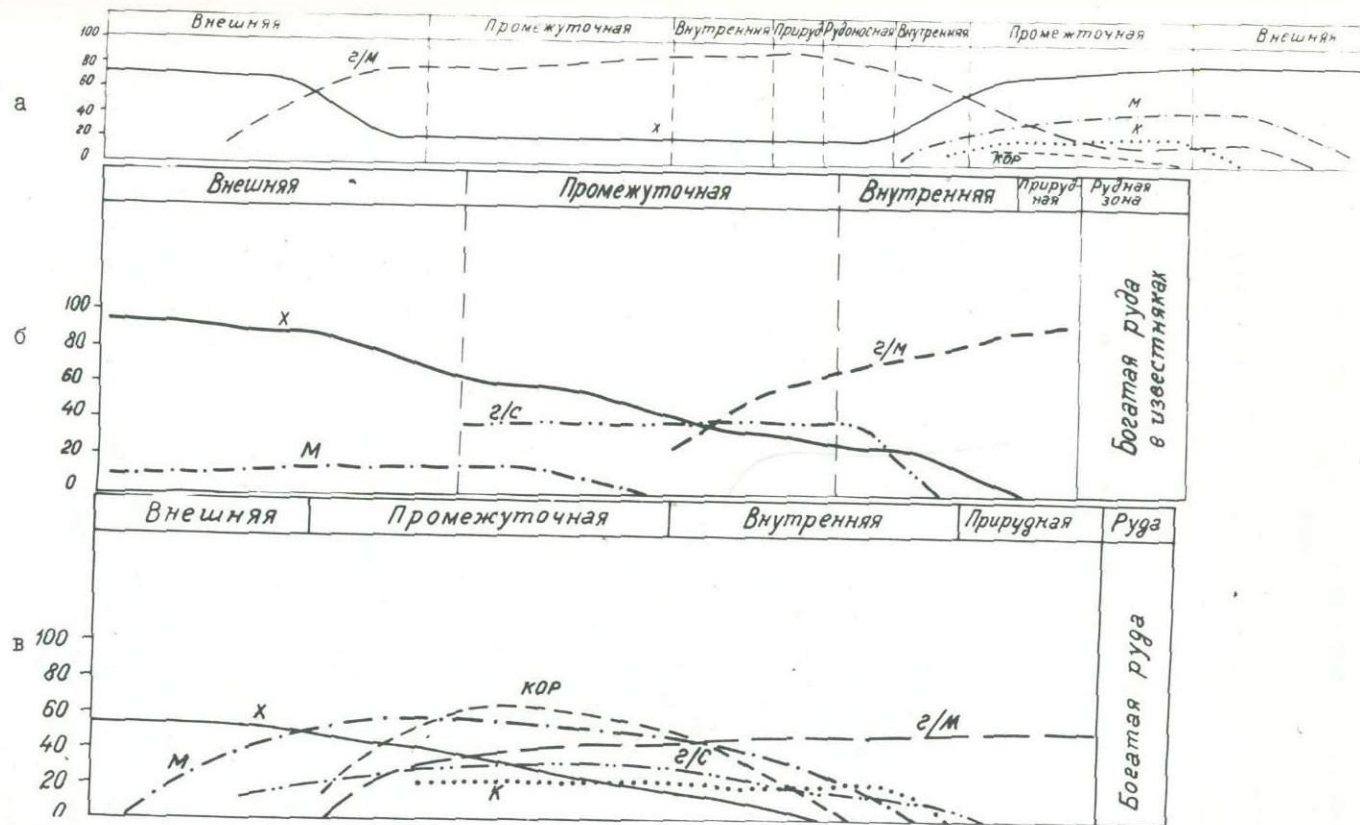
Как видно из описания графиков, в распределении отдельных глинистых минералов нет четкой закономерности. Они в основном перекрываются. Количественные соотношения меняются по мере приближения к осям зональности. Перекрываются и другие новообразованные минералы. Совместное нахождение неравновесных минералов (плаггиоклаз, пироксен, глинистые минералы, кварц, карбонат, цеолиты и др.) даже в зонах рудообразования можно объяснить неполным достижением равновесия, в связи с этим они не могут рассматриваться как парагенезисы. Следует отметить, что случаи неравновесных минеральных ассоциаций в литературе описываются довольно часто (Русинов, 1972; Андреева, 1978) как характерная особенность низкотемпературных гидротермальных процессов.

От внутренних зон к внешним (см.графики) происходит закономерное последовательное "вытеснение" смешаннослойных минералов гидрослюда-монтмориллонита, корренсита, другими глинистыми минералами - монтмориллонитом, глинистым тонкодисперсным хлоритом.

На основании зонального распределения глинистых минералов в аргиллизированных породах может быть намечена общая схема их распределения во внешней, промежуточной и внутренней зонах (табл.7). В таблице приведено также сопоставление данных по распределению глинистых минералов в пределах Квайсинского рудного поля с "эталонными" зональными рядами, описанными еще в работе Ловеринга (Lovering, 1941) и в последующем подтвержденными многими исследователями. В околорудных аргиллизитах Квайсинского рудного поля зональный ряд выражен неполно: в большинстве случаев отсутствует зона каолинизации. Это, по-видимому, является результатом щелочно-калиевого метасоматоза, обусловившего замещение каолинита гидрослюдой или смешаннослойными минералами. Развитие такого типа зональности можно объяснить кинетическими факторами (Жариков, 1971).

2. Кроме вышеизложенных особенностей глинистых минералов околоруд-

Содержание минералов глинистой фракции в %



27. Количественные соотношения глинистых минералов в околорудных аргиллизитах: а) зоны аргиллизированных алюмосиликатных пород с маломощной рудой (абс. выс. 1400 м), б) зоны аргиллизированных порфиридов на контакте с мощными рудоносными верхнеюрскими известняками (абс. выс. 1400 м), в) зоны аргиллизированных порфиридов с богатой рудоносностью (абс. выс. 1340 м).

Таблица 7.

Распределение глинистых минералов в околорудных  
аргиллизитах

З о н ы	внешняя	промежуточная	внутренняя	
По Ловерингу	монтмориллонит	каолинит	гидрослюда или серицит	руда
Квайсинское рудное поле	монтмориллонит, хлорит	гидрослюда, реже каолинит, корренсит	смешаннослойный гидрослюда-монтмориллонит или гидрослюда	руда

ных аргиллизитов Квайсинского рудного поля, наблюдается также определенная закономерность в изменении состава гидрослюдистых пакетов в смешаннослойном гидрослюда-монтмориллонита по мере приближения к рудной зоне. В частности, смешаннослойный минерал в большинстве случаев в обогащенных рудами участках содержит больше гидрослюдистых пакетов, чем в участках с бедным оруденением. Величины базальных отражений смешаннослойных минералов являются функцией расстояния до рудных тел (рис.28). Такая же закономерность в развитии гидрослюдистых пакетов смешаннослойных минералов и, видимо, отношение их с рудоносными зонами установлено Г.Т.Волостных (1972) в аргиллизированных породах, вмещающих рудные тела.

Для околорудных метасоматитов Квайсинского рудного поля наряду с вышечтенной закономерностью распределения глинистых минералов наблюдается также закономерное замещение рудных минералов в околорудно измененных породах от внешних зон метасоматитов к внутренним. В частности, во внешних зонах в аргиллизированных порфиритах отмечаются зерна и скопления магнетита, в промежуточных происходит постепенное замещение магнетита гематитом, а во внутренних, «природных по гематиту» образуются зерна и скопления пирита. Эта более общая схема распределения рудных минералов в околорудных аргиллизитах установлена на многих месторождениях (Казинин, 1962) и является характерной.

Характерной особенностью аргиллизитов по алюмосиликатным породам изученного рудного поля является обилие карбоната почти во всех зонах и на всех уровнях глубинности, что отличает его от многих регионов с классической аргиллизацией (Западные штаты США, Закарпатье), в которых карбонаты развиты незначительно или вообще отсутствуют. Это, по-видимому, связано с большой основностью алюмосиликатных пород при замещении плагиоклаза которых освобождается Ca, а также наличием мощной карбонатной толщи на контакте с алюмосиликатными породами.

3. Одной из важнейших особенностей горизонтальной зональности является направленное изменение количественного соотношения рудных элементов по мере перехода от внешних к внутренним - "природным" зонам. Для выявления закономерностей распределения рудных элементов в околорудных породах, а также в рудных телах, т.е. для установления первичных геохимических ореолов, были проведены спектральные полуколичественные и количественные

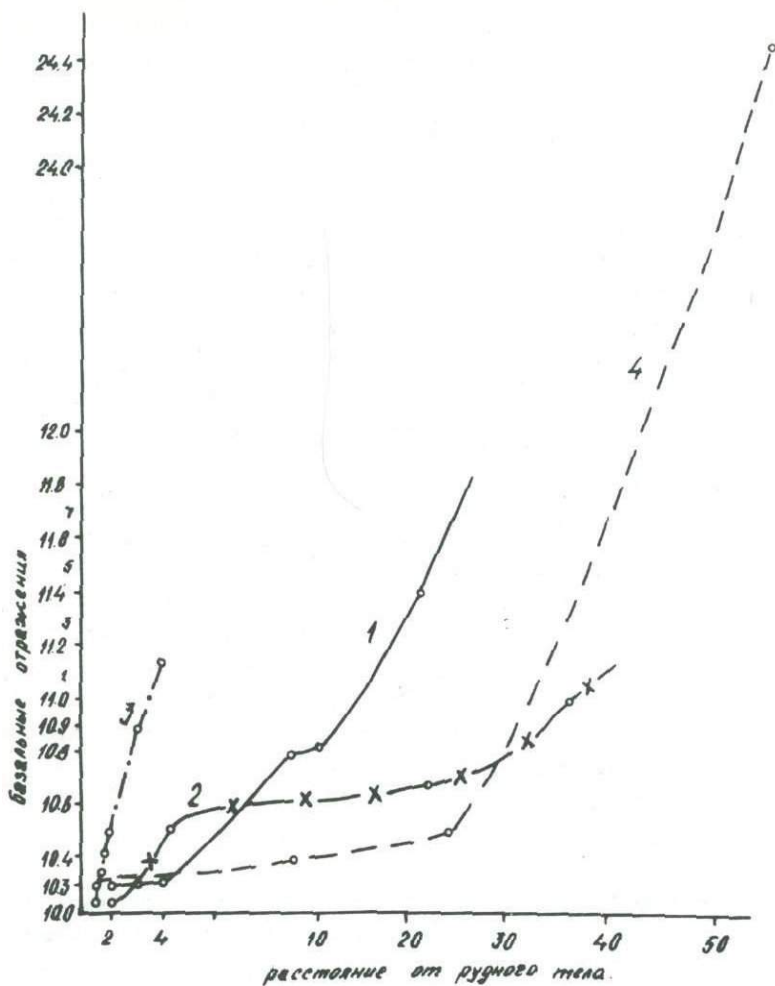


Рис. 28. Величины базальных отражений (001) смешанослойных минералов (гидрохлорита-монтмориллонита) в аргиллизированных алюмосиликатных породах на разных глубинах и с различной рудоносности. 1- шт. "Капитальная", богатая руда; 2-шт. "Капитальная" бедная руда; 3-шт. 6, богатая руда; 4- гор. 8, богатая руда.

венные анализы.

Как известно, первичные геохимические ореолы представляют собой образования генетически единые с рудными телами (Овчиников, Баранов, Григорян, Овчиникова, 1974). Минеральные формы нахождения рудных элементов в рудных телах и окаймляющих ореолах, примерно одинаковые. Вместе с тем, первичные геохимические ореолы пространственно всегда сопряжены с околорудными гидротермально измененными породами. Эта связь генетическая, т.к. те и другие, по существу, представляют собой проявление общего геохимического характера изменения рудовмещающих пород.

Результаты исследования закономерностей распределения рудных элементов-примесей в метасоматитах и рудах (табл.8), а также их сравнение с кларковыми (Виноградов, 1978; Goldschmidt, 1954) показали, что в количественном распределении рудных элементов по латерали можно выявить определенные закономерности. Содержание группы халькофильных элементов  $Pb, Zn, Cu, Cd$  закономерно возрастает по мере увеличения степени изменения пород, а сидерофильные элементы:  $Co, Ni, Cr, V$  обнаруживают противоположную тенденцию.

Следует отметить, что элементы-примеси в вертикальных разрезах по скважинам обнаруживают близкие особенности в распределении.

Вышеприведенные данные о поведении элементов-примесей в процессе изменения вмещающих пород и образовании руд указывают, что они создают два типа первичных геохимических ореолов: первый - халькофильные элементы ( $Zn, Pb, Cu, Cd$ ), создающие ореолы рассеяния; второй - сидерофильные элементы ( $Co, Ni, Cr, V$ ), создающие ореолы выщелачивания.

Таким образом, изучение горизонтальной зональности метасоматитов позволило выявить отличия внешних зон аргиллизитов от зон региональной пропилитизации и однотипное направленное изменение парагенезисов, минерального состава и элементов-примесей по мере перехода от внешних зон метасоматитов к внутренним.

**В е р т и к а л ь н а я   з о н а л ь н о с т ь   м е т а с о м а т и т о в .**

1. Вертикальная зональность метасоматических пород Квайсинского рудного поля в зависимости от характера их развития и состава вмещающей среды выражается по-разному. В частности, в региональных метасоматитах порфиритовой свиты байоса-пропилитах в результате исследования автора, с учетом данных других исследователей, намечается следующая вертикальная зональность в распределении метасоматических пород (сверху вниз): хлорит-кальцитовые, хлорит-кальцит-серицитовые, хлорит-кальцит-серицит-альбитовые и хлорит-кальцит-альбит-пренитовые. Что касается околорудных метасоматитов, то все имеющиеся в распоряжении автора данные, а также сведения, содержащиеся в предыдущих публикациях, свидетельствуют о крайне незначительном, неконтрастном проявлении вертикальной зональности околорудных метасоматитов.

2. Определенный интерес представляет анализ характера изменения минерального состава метасоматитов и прожилков, которые можно использовать при решении такого практически важного вопроса, как отличие над- и под-

Среднее содержание некоторых элементов в околорудных измененных породах (в %-х)

Таблица 8.

Типы пород и количество анализов	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cz	V
Слабоизмененные порфириты 55	0,0034- 0,0092	0,01- 0,06	0,01	0,0011- 0,0022	0,0018-	0,0062	0,01- 0,014
Слабоизмененные диабаз- порфириты 25	0,005	0,06- 0,08	0,01	0,00072	0,0016	0,006- 0,01	0,015- 0,0066
Органогенные известняки 69	Меньше 0,001	0,1	0,1	Меньше	Меньше 0,001	Нет 0,001	Нет
Измененные порфириты 37	0,0015- 0,00023	0,35- 0,45	0,1	0,00033- 0,00662	0,00086- 0,00031	0,0088- 0,009	0,0035- 0,0082
Измененные диабаз-порфи- риты 15	0,01- 0,014	больше I	больше I	0,00086- 0,00054	0,0015- 0,008	0,003	0,015- 0,018
Зона рудной минерализа- ции 86	0,036- 0,01	больше I	больше I	нет	нет	нет- меньше 0,001	меньше 0,001- 0,001

Аналитики: Н.Д.Гварамадзе, Т.Д.Мchedlishvili, Ж.Н.Абашидзе

рудных метасоматитов при поисках и прогнозировании. В этом отношении особого внимания заслуживает изменение состава и количественного соотношения глинистых минералов снизу вверх в околорудных аргиллизированных порфири-тах. В частности, с глубиной в промежуточных зонах наряду с другими глинистыми минералами (глинистых хлорит, гидрослюда, гидрослюда-монтмориллонит, монтмориллонит) фиксируются корренсит, количество которого достигает 60 и больше процентов от всей глинистой фракции, и каолинит. Со средних горизонтов они исчезают и встречаются в небольшом количестве лишь в участках с незначительно проявленным оруденением (шт. "Капитальная", кв. № I). На этих уровнях с мощными рудными телами глинистые минералы представлены гидрослюдой, гидрослюда-монтмориллонитом, монтмориллонитом, глинистым хлоритом. Что касается приповерхностных горизонтов, где руды отсутствуют и рудоносные зоны выклиниваются (уч. уст. шт. II, поверхность Северного разлома), глинистый метасоматоз выражается в развитии лишь смешаннослойного гидрослюда-монтмориллонита и незначительного количества хлорита. Другие глинистые минералы в этих зонах исчезают.

Особенность изменения состава смешаннослойного минерала гидрослюда-монтмориллонита, развивающегося на всех уровнях глубинности околорудных метасоматитов, выражается в закономерной смене в них количества гидрослюдистых слоев. В частности, с глубиной в них возрастает величина базального отражения возрастают гидрослюдистые пакеты.

Вертикальная зональность околорудных аргиллизитов по известнякам выражается в появлении на более глубоких горизонтах, наряду с другими новообразованными минералами, пренита в окварцованных и перекристаллизованных участках известняков.

При изучении закономерностей распределения нерудной минерализации и прожилков Квайсинского рудного поля установлено, что прожилки цеолитов, обилие халцедона, барита и их комбинация более характерны для близповерхностных условий. Прожилки пирита, флюорита и гипса проявляют тенденцию к развитию на среднем и более глубинном горизонтах (гипс фиксируется лишь на горизонте шт. "Капитальная"). Что касается альбитовых, альбит-пренитовых, альбит-кварцевых и др. прожилков с альбитом, то они отмечаются на всех рудных участках. Эта закономерность местами не выдерживается, намечается лишь тенденция к развитию такой закономерности. В частности, на уровне I340 м (гориз. 8) фиксируются прожилки барита в порфири-тах, а также в ассоциации с рудной сульфидной минерализацией. Эти данные дают возможность заключить, что зоны развития мономинеральных прожилков барита, цеолита, флюорита, кварца, альбита, пренита с обилием карбоната и их сочетания расположены в самих рудных телах, выше и вокруг скрытых рудных тел. Такая закономерность распределения прожилков вышеотмеченных минералов создает своеобразную зональность нерудной прожилковой минерализации. Эти маломощные прожилки имеют важное поисковое значение. Они, наряду с другими видами ореолов, создают своеобразные ореолы вокруг рудных тел и месторождений.

Таким образом все вышеизложенные данные о закономерности вертикаль-

ного развития глинистых минералов и прожилков дает принципиальную возможность отличать верхние горизонты от нижних.

3. Для выяснения характера вертикальной зональности в отношении состава главных рудных минералов Pb и Zn автором был произведен выборочный анализ данных опробования руд на Pb и Zn различных горизонтов.

Анализ приведенных данных не позволил выявить сколько-нибудь отчетливую вертикальную рудную зональность, что в общем согласуется с ранее неоднократно высказывавшимся мнением об отсутствии четкой вертикальной зональности в распределении главных рудных элементов Квайсинского месторождения. При изучении образцов в документациях создается впечатление о сравнительной обогащенности галенитом верхних горизонтов и сфалеритом нижних горизонтов, т.е. об общей стандартной прямой вертикальной зональности, свинцово-цинковых месторождений (Рундквист, Неженский, 1975 и др.). Однако проведенные исследования по содержанию Pb и Zn в пределах отдельных блоков различных горизонтов Квайсинского месторождения в диапазоне около 800 м не позволили какими-нибудь объективными данными подтвердить это. Значительные колебания абсолютных значений содержания отдельных элементов, а также их отношение (тем более с учетом существенных различий в мощностях рудных тел) в пределах отдельных горизонтов "перекрывают" колебания, фиксируемые при сопоставлении средних данных различных срезов рудных тел. Отсутствие какой-либо отчетливой главной тенденции в изменении по вертикали соотношения Pb и Zn и их абсолютных значений является характерной особенностью Квайсинского месторождения и хорошо сопоставляется с отмеченной выше незначительной изменчивостью фаций метасоматитов по вертикали. В связи с этим особое значение приобретает анализ распределения элементов-примесей в рудах.

Исследование поведения отдельных элементов-примесей (Tl, Cd, Ag, Bi, Ga, Ge) в основных сульфидных минералах (галенит, сфалерит, пирит) руд Квайсинского рудного поля обнаруживает некоторую закономерность в их распределении (табл.9). В частности, в сфалеритах снизу вверх по восстановлению рудных тел отмечается постепенное уменьшение Cd; количество Ag, Ge возрастает при постоянном количестве Cd, Ga. В галените снизу вверх уменьшается Cd, Ge, а Ag, Tl возрастает при постоянном количестве Ge. Cd отмечается во всех образцах сфалерита, галенита и пирита. Главная масса кадмия сосредоточена в виде изоморфной примеси сфалерита. Его содержание составляет примерно 0,1% и находится в прямой зависимости от глубины нахождения. В целом сфалериты изучаемого рудного поля характеризуются повышенной кадмиеносностью. Например, в свинцово-цинковых скарновых месторождениях содержание Cd составляет 2,76%. Повышение количества кадмия в сфалерите по мере возрастания температуры и глубины образования является характерной особенностью полиметаллических месторождений Алтынтопканского рудного поля.

Что касается элементов-примесей пирита определенной закономерности в их распределении не наблюдается.

Таким образом, установленные некоторые характерные черты горизонтальной и вертикальной зональности являются важными признаками для поисков и

Таблица 9  
 Распределение элементов-примесей в основных рудных минералах  
 Квайсинского рудного поля

№ образца и глубина в метрах	Cd	Bi	Ge	Ga	Tl	Ag
В с ф а л е р и т е						
28/76, I340	0, I	нет	0, 0098	0, 00078	0, 0008	н/сл.
31/70, I400	0, I	нет	0, 014	0, 0006	0, 0009	сл.
51/73, I400	0, I	нет	0, 01	0, 0007	0, 0006	сл.
24/73, I400	0, I	-	-	-	-	-
30/70, I400	0, I	-	-	-	-	-
бл.-47, I440	0, I2	нет	0, 15	0, 0006	0, 0008	н/сл.
I39/74, I600	0, I	нет	-	-	-	-
I21/74, I600	0, I	нет	0, 015	0, 0006	0, 0006	нет
56/78, I850	0, 062	нет	0, 04	0, 0006	0, 0009	мал.
В г а л е н и т е						
26/76, I340	0, I	нет	0, 0016	0, 0006	0, 0054	н/сл.
30/76, I340	0, I	0, 0012	0, 00074	0, 0006	0, 0042	н/сл.
28/76, I340	0, 0035	нет	0, 0006	0, 0006	0, 0011	н/сл.
гор.8, I340	0, 06	нет	0, 001	нет	0, 003	сл.
58/72, I400	-	-	-	-	-	н/сл.
7/73, I400	0, 041	нет	0, 00078	нет	0, 18	н/сл.
I9/73, I400	-	-	-	-	-	н/сл.
22/73, I400	0, 04	нет	0, 001	нет	0, 0031	н/сл.
24/73, I400	0, 027	нет	0, 00088	нет	0, 017	н/сл.
50/73, I400	-	-	0, 0006	нет	0, 011	н/сл.
56/73, I400	0, 029	нет	0, 0009	0, 0008	0, 03	н/сл.
I6-д, I420	0, 054	нет	0, 005	0, 0006	0, 03	сл.
I23/74, I600	0, 073	нет	0, 0006	нет	0, 03	н/сл.
I56/74, I800	0, 096	0, 001	0, 0016	0, 0006	0, 03	сл.
I67/74, I800	0, 0036	0, 001	0, 0006	0, 0022	0, 0006	сл.
58/78, I830	0, 001	нет	0, 00065	нет	0, 03	сл.
54/78, I830	0, 01	нет	0, 00088	нет	0, 012	сл.
В п и р и т е						
2/73, I400	0, 0031	нет	-	-	-	нет
I98/74, I800	0, 0017	0, 001	нет	0, 0006	0, 0052	нет
I99/74, I800	0, 05	нет	0, 0006	0, 0006	0, 0052	нет
37/78, I830	0, 0015	нет	0, 00017	0, 0006	0, 0022	нет

## ВОПРОСЫ ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, ОРУДНЕНИЯ И ИХ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

Специального рассмотрения заслуживает вопрос о времени проявления процессов аргиллизации и сопряженного с ними оруднения. Как справедливо отметили Ч.Мейер и Д.Хемли (1970, стр.148), "изучение околорудных изменений и использование результатов при определении условий рудоотложения будет успешно лишь тогда, когда есть уверенность, что эти изменения возникли в то же время и в тех же участках, что и конкретные рудные тела".

Многими исследователями установлено, что аргиллизация является широко распространенным околожилным процессом, связанным чаще всего с молодой (меловой или третичной) вулканической деятельностью (Наковник, 1957; Lovering, 1950; Schwartz, 1956). Наиболее древними считаются аргиллизированные породы Коунрадского месторождения. Молибденовые, золоторудные, флюоритовые месторождения Забайкалья с околорудной аргиллизацией пород относятся к юрской и меловой эпохам. Ю.В.Казинцыным (1972) высказано мнение о том, что процесс аргиллизации типичен для областей молодого и современного вулканизма. Большинство месторождений США в поясе Скалистых гор, для которых характерна аргиллизация вмещающих пород, считаются третичными образованиями. Современное рудообразование, сопровождающееся аргиллизацией пород, известно на Курильских островах.

Безусловно к молодым и послесреднеюрским относятся процессы околорудной аргиллизации Квайсинского рудного поля. Однако вопрос о более точной датировке времени образования гидротермально измененных пород и руд этого месторождения, у авторов нет единого мнения (П.Гамкрелидзе, 1950; И.Кахадзе, 1951; Г.Твалчрелидзе, 1961; Харашвили, 1959; М.Джанаридзе, 1965; Иваницкий, 1953; Шония, 1959; Иваницкий, М.Рубинштейн и др., 1968; Г.Тварчрелидзе и др. 1976; В.Надирадзе и др., 1976; Гуниава и др., 1977).

Следует отметить, что автором не получены новые данные, однозначно решающие вопрос о возрасте оруднения и связанного с ним околорудного метасоматоза, но по ее мнению наиболее существенными при обосновании времени их формирования являются: 1 - данные по геологии Квайсинского месторождения и 2 - данные абсолютной геохронологии.

1. Известно, что на Квайсинском свинцово-цинковом месторождении между основными рудоконтролирующими разломами захвачен т.н. Квайсинский тектонический клин, сложенный как породами юрского, так и мелового и эоценового возраста. Наличие пород эоценового возраста, захваченных в Квайсинском тектоническом клине нами зафиксировано в штольне "Капитальная". Порода представлена известняками, которые по шлифам представляют серовато-светло-коричневую пелитоморфную массу с обилием микрофораминифер. Местами микрофораминиферами сложена вся порода, а карбонат образует лишь цемент. Определение фораминифер в шлифах произведено в Государственном музее Грузии Т.М.Кутателадзе, по мнению которой описанные породы принадлежат палеоцен-нижнему эоцену. К аналогичному выводу пришла и М.Ф.Хучуа. Она отмечает, что литологический тип описанных пород харак-

терей для палеоцен-эоценовых осадков Грузии.

Эоценовые породы в Квайсинском тектоническом клине, затащенные отдельными разобленными линзами встречаются на значительной глубине от поверхности (ниже гор. шт. "Капитальная"). Эти Квайсинские разломы являются долгоживущими, неоднократно подновляющимися структурами в период их геологического развития - с начала средней юры, когда происходило зарождение даек, до постэоцена. Это свидетельствует о молодом постэоценовом возрасте поздних фаз формирования этих рудоконтролирующих разломов и приуроченных к ним измененных пород и руд.

2. Анализируя состав аргиллизированных пород и их зональность на примере разных рудных полей, Г.Т.Волостных (1972) выделяет дорудный, рудосопровождающий (синхронный) и пострудный аргиллизитовый метасоматоз, со свойственными им минеральными ассоциациями и высказывает мнение о том, что рудосопровождающий метасоматоз характеризуется развитием щелочных минералов. Раствор в период рудоотложения имеет щелочный характер, и вдоль разломов дорудные минеральные ассоциации кислой среды замещаются минеральными ассоциациями щелочной среды. Происходит привнос ряда элементов (K, Mg, Fe, Na). Минеральными формами в этом случае являются основном гидрослюда, смешаннослойные минералы, хлорит, гематит, цеолиты и др. Интенсивность рудосопровождающегося метасоматоза пропорциональна количеству отложений в ореоле руды.

В пределах Квайсинского рудного поля околотрещинный метасоматоз, проявившийся в образовании пород аргиллизитовой формации, характеризуется минеральной ассоциацией щелочной среды (хлорит, гематит, цеолиты, гидрослюда, гидрослюда-монтмориллонит) и учитывая мнение Г.Т.Волостных является рудосопровождающим. Поэтому можно считать, что возраст гидрослюды из околорудных пород Квайсинского свинцово-цинкового месторождения соответствует возрасту оруденения. Определение возраста околорудных гидрослюды Квайсинского свинцово-цинкового и баритового месторождений кали-аргоновым методом, проведенное М.М.Рубинштейном и др. (1970) показало, что возраст гидрослюды из контакта порфиритовой свиты байоса с верхнеюрскими известняками  $25 \pm 3$  млн. лет, а из верхнеюрских известняков -  $29 \pm$  млн. лет. Это соответствует концу олигоцена - началу миоцена. Вместе с тем, если учесть факт наличия брекчированных рудоносных зон на участке Варах-Ком, где сульфидная руда цементирует обломки альбитофинов и кварцевых альбитофинов, возраст которых по абсолютной геохронологии соответственно  $47 \pm 3$  -  $48 \pm 3$  и  $60 \pm 5$  млн. лет (Рубинштейн и др., 1972), то мнение о третичном возрасте оруденения становится более обоснованным.

Все вышеизложенное позволяет заключить, что процессы рудообразования и связанные с ними окололожные изменения, выражающиеся в пределах изученного рудного поля в аргиллизации пород являются постэоценовыми. Естественно, оруденение и околотрещинная аргиллизация во времени значительно оторвана от "фоновых" пропилитовых изменений порфиритовых пород и регионального окварцевания (метакристаллы) в верхнеюрских известняках, которые не обнаруживают определенной связи с вышеупомянутыми разломами и имеют региональное распространение. По-видимому, эти изменения по возраст-

ту близки к формированию байосских и верхнеюрских пород. Их связь с рудой выражается в том, что они слагают внешние зоны (фации) аргиллизитовой формации. В этом случае можно допустить, что образование метакристаллов в широком региональном масштабе в верхнеюрских известняках, непосредственно сложившихся на контакте с порфиритами байоса, было вызвано теми же растворами, которые обусловили пропилитизацию порфиритовых пород.

Наличие "рудных будин" и обломков оруденелых известняков (уч.Надарбаз) и порфиритов (Валь-Хох) в зоне смятия и развальцования в разломах, а также вдоль контактов рудовмещающих пород среди аргиллизитов указывает на последующее вероятное возобновление этих разломов после формирования руд и аргиллизированных пород.

#### Температурные условия минералообразования

Для определения температур образования рудных жильных минералов Квайсинского рудного поля автором был применен комплекс методов геотермометрии: проведены гомогенизация и декрепитация газово-жидких включений и минералов (табл.10).

а) Методом гомогенизации были исследованы кальцит, барит, гипс, флюорит. В результате просмотра пластинок этих минералов установлено, что в них содержатся значительные скопления газово-жидких включений, распределенных и ориентированных в кристаллах по-разному. Включения отличаются друг от друга как по форме, так и по фазовому составу (рис.29). В к а л ь ц и т а х газово-жидкие включения изучались методом гомогенизации лишь из крупнокристаллических разновидностей, выделенных как IV генерация, образующаяся в этапы минералообразования, секущих все первичные и вторичные минеральные агрегаты. В указанных пластинках кальцита с более глубинных горизонтов (гор.8) наблюдаются газово-жидкие включения, обладающие преимущественно неправильной, удлинённой, изометричной, округлой формой. В этих включениях содержание газа - до 5-10 %, хотя встречаются существенно газовые включения, а также целые кавернозные зоны, выходящие за пределы отдельных зерен. В некоторых пластинках значительные площади заняты однофазовыми жидкими включениями, что свидетельствует о температуре растворов, не превышающей 50-60°C.

Пластинки кальцита из прожилков внешних зон верхнеюрских околорудных известняков (гор.9) характеризуются обилием газово-жидких включений, имеющих различную степень наполнения (содержание газа от 5-10 до 50-70%). Тут же отмечено присутствие и многофазных включений, в которых твердая фаза представлена бесцветными кристаллами неправильной формы; соотношение фаз: Г:Т:Ж = 10-15:20-40:50-70. Температура гомогенизации содержимого одной крупной вакуоли - около 150°C (в момент гомогенизации включение взорвалось).

Изучение газово-жидких включений в б а р и т а х из месторождения Скаты-Ком, рудопроявлений Валь-Хох и Хардисар показало, что они характеризуются изометрическими, удлинёнными, трубчатыми формами. Некоторые включения в барите имеют формы негативных кристаллов барита. В пластинках в газово-жидких включениях содержание газа варьирует от 5-10 до

Таблица 10

Результаты гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений в минералах

Температура гомогенизации газово-жидких включений в минералах					Температура декрепитации газово-жидких включений в минералах			
Минерал	Место взятия	Температ. в °С	Формы включений	% содерж. газа в включениях	Минерал	Место взятия	Температ. образования	Максимальная температура
Кальцит	Шт. "Капит."	50-60	Неправильные	5-10 %	Кальцит	Шт. "Капит."	120-250	300-400
Кальцит	Горизонт 8	150	Удл. изометр. округлые	5-10 %	Барит	Хардисар	180-240	270
Кальцит	Шт. "Капит."	-	Неправильн. Г:Т:Ж=10-15:20-40:50-70	Многофазн.	Галенит-сфалерит	Шт. "Капит."	170-180	260-300
Барит	Скаты-Ком	100-110	Изом. удл.	5-10 %	Кварц		160-200	
Барит	Валь-Хох	80-100	Труб. негат.	25-30 %				
Барит	Хардисар	80-100	"-	Аномальн. 80-90%-10%				
Гипс	Шт. "Капит."	ниже 60	Трубч. удлин. изометр.	Однофазов.				
Флюорит	Шт. "Капит."	105-116	Негат. октаедр	5-10 %				

25-30 %. Иногда встречаются аномально существенные газовые включения, в которых газ занимает до 80-90 % объема вакуоли, что может быть объяснено разгерметизацией вакуоли. В пластинках из месторождения Хардисар местами обнаружены однофазовые жидкие включения, а в некоторых вакуолах установлено присутствие жидкой углекислоты, которая вместе с газовым пузырьком занимает около 10 % объема вакуоли.

Определение температуры гомогенизации наиболее крупных включений в пластинках барита показало 100-110 и 80-100°C, причем многие вакуоли теряли герметичность еще до наступления гомогенизации.

Исследовались также газово-жидкие включения и в гипсе околорудных гидрослюда-монтмориллонитовых пород, вмещающих мощную зону со свинцово-цинковым оруденением (шт. "Капитальная", уч.Надарбаз). Изучение пластинок кристаллов гипса показало, что в них фиксируются газово-жидкие включения, имеющие трубчатые, удлиненные, местами изометричные формы. Эти включения в основном однофазовые.

Исследование газово-жидких включений проводилось также в кристаллах флюорита, в которых газово-жидкие включения имеют негативную форму октаэдра. Объем жидкости во включениях составляет до 95 %. Температура гомогенизации включений в флюорите колеблется в пределах 115-116°C.

Суммируя вышеизложенные данные по гомогенизации газово-жидких включений в минералах, можно прийти к следующим выводам: Свинцово-цинковые, баритовые и барит-полиметаллические месторождения Квайсинского рудного поля образовались в результате деятельности гидротермальных растворов, температурный режим которых менялся в интервале 150-60°C и ниже, что подтверждается наличием однофазовых включений в минералах поздней стадии (кальцит, гипс).

Учитывая, что рудообразование частично происходило в открытых трещинах и на небольшой глубине, мы придерживаемся мнения тех авторов, которые считают, что в данных случаях температурная поправка на давление должна быть незначительной и указанные температуры близки к истинным (Рамдор, 1962; Лесняк, 1954 и др.). Тут же следует отметить, что сравнительно высокая температура гомогенизации флюорита, по сравнению с кальцитом заключительной IV стадии и гипсом, хорошо согласуется с данными, указывающими, что образование флюорита предшествовало кальциту IV стадии и гипсу, а барит в изученном рудном поле в местах его развития с флюоритом образуется примерно одновременно с последним.

б) Минералого-термометрический анализ методом декрепитации газово-жидких включений в минералах нами дается как по результатам исследований на собственном материале, выполненных во ВСЕГЕИ под руководством Ю.Левицкого, так и по литературным данным. Сопоставление этих данных показало их принципиальную идентичность.

Исследованию были подвергнуты барит, кальцит, кварц, галенит, сфалерит.

Анализ декриптограмм кальцитов показывает, что резкий подъем кривых наблюдается при температуре 260-300°C. Максимум фиксируется в интервале 350-400°C. Начало растрескивания - от 120 до 180°C. Пики растрескивания

фиксируются при температурах 200–250°C. Пики при температурах 120–150°C, вероятно, соответствуют растрескиванию вторичных включений, а интервал от 120 до 250°C можно считать температурой образования кальцита. Максимальные температуры (от 300 до 400°C) растрескивания кальцита, вероятно, обусловлены распадом минералов по спайности, т.к. минералы с совершенной спайностью при температуре от 270–300 до 500–600°C растрескиваются, независимо от газовой-жидких включений. На независимое от г/ж включений растрескивание кальцита, начиная с температуры 250°C, указывают Д.Рихтер, Е.Ингерсон (Ingerson, 1954) и др. Интервал образования кальцита на месторождениях и рудопроявлениях Квайсинского рудного поля варьирует от 160 до 280°C.

Декрепитационному анализу был подвергнут также барит. На декрипитограммах наблюдается экстремум при температуре 200°C, в интервале от 180 до 240 С. Видимо, этот интервал указывает на температуру, при которой происходило минералоотложение барита. Начиная с 270°C, наблюдается интенсивное повышение кривой, указывающее на распад минерала по спайности. По экспериментальным данным Л.М.Лурье (1969), Б.И.Малышева и И.К.Брагина, импульсы, связанные с разрывом барита по спайности, возникают при такой же температуре – 270°C.

На декрепитограмме кварца (материал Отхмезури, Долидзе) из месторождения Скаты-Ком, Раздарян-Ком наблюдается несколько ярко выраженных пиков. Первый – в интервале 100–140°C, отражающий температуру растрескивания вторичных включений, второй этап – 160–200°C, с пиком при 180° – основной этап образования кварца.

Анализ декрепитации галенита и сфалеритового агрегата из приповерхностных и глубинных горизонтов Квайсинского свинцово-цинкового месторождения, а также Скаты-Комского барит-полиметаллического месторождения показывает следующее. Начало декрипитации у галенита из приповерхностных зон отмечается при температуре 100°C с пиком при 130°C, а в других образцах галенита и сфалерита из более глубинных зон начало декрипитации отмечается при температуре 170–180°C, образуя пик при 210°C. Далее происходит ослабление импульсов до 250°C.

С 260 до 300°C начинается конечный этап растрескивания и резкое возрастание импульсов, вызванное окислением и разложением минералов, а также распадом по спайности. По данным В.Б.Наумова (1968), в галените и сфалерите с 320–370°C происходит резкое повышение кривой, соответствующее температуре аномальной декрепитации, вызванное их окислением и разложением.

Судя по декрепитограммам образование главных рудных и жильных минералов изученного рудного поля варьирует в широком температурном интервале: для кальцита 120–250; для барита – от 180 до 240, для галенита и сфалерита – 170–180; для кварца – 160–200°C. Эти данные в основном совпадают с данными предыдущих исследователей, получивших в основном температурные интервалы декрепитации от 160 до 240°C.

При сопоставлении результатов, полученных методом декрепитации и гомогенизации, следует учитывать, что декрепитация включений осуществляется примерно на 20–30° выше температуры их гомогенизации. Это дает основание

считать, что истинные температуры образования рассмотренных минералов, по-видимому, ниже начала зафиксированных нами температур включений массовых взрывов.

Таким образом сопоставление результатов, полученных нами методом го-могенизации и декрепитации, свидетельствует о том, что температуры образования жильных и рудных минералов в изученном рудном поле варьирует в широком диапазоне от 220 до 60°C. К тому же подтверждается мнение, высказанное нами и многими авторами, исследовавшими геологические, структурно-текстурные особенности месторождений и рудопроявлений Квайсинского рудного поля, о преимущественно низкотемпературном характере их образования.

#### Некоторые данные о составе рудообразующих растворов и источнике вещества

Представление о составе рудообразующих растворов и источнике вещества можно получить на основании минерального состава метасоматических пород и руд, балансе привноса-выноса вещества, состава водных вытяжек газовой-жидких включений минералов, состава рудничных современных грунто-вых вод и данных изотопных исследований.

Вопросы химизма образования гидротермально измененных пород (глава 2), позволяют прийти к выводу о том, что процесс рудообразования сопровождался, помимо привноса главных рудных элементов (Pb, Zn, Cu), при-вносом щелочей (Na, K), а также Cl, F. Что касается Ca, Si, Mg, Al, Fe и др., то, как следует из расчетов баланса вещества, при фор-мировании метасоматитов в разных по составу породах происходит главным образом обмен катионов. При этом Ca, необходимый для образования карбо-натов, флюорита, глинистых минералов, хлоритов в метасоматитах по порфи-ритам, заимствовался из зон гидротермальных изменений карбонатных пород. В то же время Si, Al, Fe, OH, необходимые для возникновения аргил-лизитов по карбонатным породам, привносились из порфиритов, освобождав-шихся при их метасоматическом замещении.

Таким образом, общий характер метасоматических изменений можно рас-сматривать как биметасоматоз в низкотемпературных условиях при одновре-менно происходящей аргиллизации порфиритов и известняков.

Анализ последовательности минералообразования с учетом физико-хими-ческих параметров отдельных минералов (кальцит, гидрослюда, смешаннослой-ный гидрослюда-монтмориллонит, монтмориллонит, хлориты, цеолиты, пренит и др.) дал основание для вывода, что растворы были преимущественно ней-трального и слабощелочного характера. Особенностью процессов аргиллиза-ции на Квайсинском рудном поле является слабое проявление стадии кислот-ного выщелачивания, о чем свидетельствует незначительное количество као-линита, обычно столь характерного для внутренних зон аргиллизита.

Приведенные данные соответствуют особенностям состава тройных вод-ных вытяжек газовой-жидких включений, проанализированных в кристаллах кальцита, барита, кварца, галенита и пирита. На основании этих данных с учетом минералов З.В.Отхмезури и И.Д.Долидзе можно заключить следующее: кальцитобразующие растворы имели бикарбонатно-кальциевый состав, кварц-

образующие - натриево-бикарбонатный, галениитообразующие - калиево-сульфатный, а баритообразующие - хлоридно-кальциевый состав. Среда минералообразования была нейтральной - слабощелочной, pH от 6,3 до 8,8. В целом химический состав растворов определяется ведущей ролью из анионов  $CO_3$ ,  $SO_3$ ,  $Cl$  а из катионов  $K$ ,  $Na$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Fe$ . Наши данные примерно согласуются с данными других исследователей по месторождениям, на которых проявлены процессы околорудной аргиллизации. Так Р. Сайлас и Ч. Мейер (1951) указывают на близкую к нейтральной реакцию растворов и ничтожную роль галоидных кислот. По данным Т. С. Ловеринга (1961), растворы, содержащие свободные галогидные кислоты и свободную серную кислоту в концентрациях 0,01-0,1 способны быстро выщелачивать основания и  $CO_2$  с образованием монокварцевой зоны в центре, зоны аргиллизации возле нее и зоны слабого изменения, переходящей в неизменные породы. Присутствие угольной кислоты сказывается лишь на составе внешних зон. Химизм аргиллизирующих растворов, судя по анализу водных вытяжек из кварца около Алданских хрусталоносных жил (Бергер, 1966), характеризуется хлоридно-бикарбонатным составом.

Низкотемпературный характер процессов минералообразования, а также состав водных вытяжек из газово-жидких включений дали основания для сопоставления состава предполагаемых рудообразующих растворов с современными рудничными водами Квайсинского рудного поля. Данные о составе рудничных вод заимствованы из работ Б. З. Зауташили (1962, 1975). Установлено, что современные рудничные воды в основном имеют гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый состав. Кроме того, в ряде случаев установлены и хлоридные воды. Локальное распределение имеют гидрокарбонатно-сульфатно-нагриевые воды. pH вод колеблется от 6,2 до 8,4. Уровень минерализации вод  $Ca$ ,  $Mg$  и рудными элементами, средний. При этом подчеркивается зональность минерализации вод по вертикали. В частности, более повышенной минерализацией характеризуются глубинные горизонты (больше  $300^{MG}/л$ ), на средних уровнях минерализация вод - от 100 до  $300^{MG}/л$ , а на поверхностных - до  $100^{MG}/л$ . Температура вод от 6 до  $20^{\circ}$ . Особенно важное значение для обсуждаемых вопросов имеют следующие данные: 1) наличие в современных водах  $CO_2$ , что может указывать на участие вод глубинной циркуляции; именно с этим может быть увязано и появление локальных полей распространения вод с присутствием натрия выщелачиваемого из силикатов пород; 2) присутствие хлоридных вод, которые могут указывать на то, что хлор в ходе процесса рудообразования (установленного в водных вытяжках) мог заимствоваться из участков захороненных седиментогенных вод; 3) содержание рудных элементов в современных водах в порфиритах сравнительно высокое ( $Zn$  0,2 $^{MG}/л$ ,  $Pb$  1/2 $^{MG}/л$ ; сульфатноносность этих вод варьирует в пределах от 30 до 121 $^{MG}/л$ ). На порядок ниже содержание этих элементов в современных водах в известняках ( $Zn$  0,01;  $Pb$  0,06). В них сульфатноносность повышается с приближением к рудным участкам. Это, по-видимому, связано с различным влиянием окружающей среды на характер формировавшихся вод.

Можно считать, что анализы современных вод и вод изученных по газовой-жидким включениям свидетельствуют об их принципиальной однородности.

Если проблема породообразующих минералов может быть достоверно определена без какого-либо существенного привноса химических элементов, то проблема источника рудного вещества и серы — основных компонентов руд, остается открытой. В большинстве случаев, предполагается привнос  $Pb$ ,  $Zn$  и др. с каких-то проблематичных глубин и осаждение их в процессе низкотемпературного метасоматоза. Что касается источника серы, то высказываются разные соображения: как о ее глубинном происхождении, так и об участии серы, возникающей вследствие редукции сульфат-иона. Для более обоснованного обсуждения этого вопроса нами были произведены специальные исследования изотопного состава серы и свинца во ВСЕГЕИ под руководством М.Н. Голубчиной и С.Л. Миркиной. В табл. II суммированы основные результаты исследования. Интересно отметить, что повсеместно выявлено обогащение тяжелой серой. Эти данные согласуются с данными других исследователей Квайсинского месторождения и резко отличаются от данных по другим изученным полиметаллическим месторождениям Кавказа (Иваницкий и др., 1975, 1977). Обогащение тяжелой серой, как известно, может рассматриваться как несомненный факт участия серы, возникающей в основном вследствие сульфатредукции. При проведении параллельных анализов изотопов серы из галенита и сфалерита установлено, что большинство проб (за исключением пробы 28/76) существенно различаются изотопным соотношением  $s^{34}/s^{32}$ . Это свидетельствует об отсутствии изотопного равновесия в период образования минералов, что, по мнению М.Н. Голубчиной и других исследователей, характерно для близкоповерхностных низкотемпературных месторождений. Нельзя не обратить внимания также на изменение роли тяжелой серы в галенитах из различных горизонтов (абс. высота 1340, 1400, 1900, 2000 м).

В целом, проведенные изотопные исследования позволяют прийти к выводу о важной роли в процессе рудообразования местной серы, образующейся за счет редукции сульфат-иона карбонатных толщ. В связи с этим представляется закономерным и отмеченное обогащение тяжелой серой минералов верхних горизонтов Квайсинского рудного поля.

Проанализированные галениты месторождений Квайса, Скаты-Ком и Валь-Хох характеризуются практически одинаковым изотопным составом свинца. Это особенно четко иллюстрируется отношением изотопов  $Pb^{207}/Pb^{206}$ , в котором исключена ошибка определения изотопа 204, измеряемого с наибольшей погрешностью.

Модельный возраст свинца по Stacey and Kramers (1975) около 250 млн лет.

Идентичность изотопного состава свинца и соответствие его указанной модели свидетельствуют о едином коровом источнике свинца для изученного рудного поля.

Заканчивая рассмотрение некоторых данных о природе растворов и об источнике вещества, можно заключить:

1. Растворы, с которыми связано рудообразование, по типу и химизму принципиально не могли отличаться от современных грунтовых вод рудного поля (в свою очередь это хорошо согласуется с данными о молодом возрасте

Таблица II.

Данные по изотопному составу свинца и серы Квайсинского рудного поля

№ обр.	Место взятия образца, абсолютн. высота в м., минерал	Изотопный состав в % Pb				Отношение изотопов Pb				$\delta S^{34}$ ‰
		204	206	207	208	$\frac{206}{204}$	$\frac{207}{204}$	$\frac{208}{204}$	$\frac{207}{204}$	
I	Шт. "Капитальная", 1400, галенит, м-ние Квайса	1.362	24.946	21.146	52.545	18.807	15.519	38.562	0,848	
28/76	Горизонт 8, 1340, галенит, м-ние Квайса	1.364	25.023	21.362	52.251	18.341	15.658	38.298	0,854	+25.2
7/73	М-ние Квайса, шт. "Капитальная", 1400 галенит	1.369	24.965	21.305	52.361	18.242	15.568	38.261	0,853	
16-е	М-ние Квайса, шт. 6-бис, 1600, галенит	1.381	25.077	21.291	52.251	18.159	15.417	37.836	0,849	
40/77	М-ние Скаты-Ком, 1400, галенит	1.372	25.046	21.256	52.326	18.251	15.490	38.130	0,849	
56/78	Уч. Валь-Хох, 2000, галенит	1.374	25.102	21.256	52.268	18.272	15.473	38.046	0,847	
58/78	Уч. Валь-Хох, 2000, галенит	1.366	25.069	21.256	52.309	18.352	15.561	38.294	0,848	+21.5
2	М-ние Квайса, шт. "Капитальная", 1400, галенит									+6.5
106/77	Уч. Варах-Ком, 1900, галенит									+14.4
28/76	М-ние Квайса, гор. 8, 1340, сфалерит									+24.7
24/73	М-ние Квайса, шт. "Капитальная", 1400, сфалерит									+10,8
2	М-ние Квайса, шт. "Капитальная", 1400, сфалерит									+15.6
76/78	Уч. Валь-Хох, 2000, сфалерит									+23.2

Измерения выполнены Л.А. Неймарком и М.Н. Голубчиной. Ошибки измерения  $\beta = 0,7\%$  для  $\alpha = 0,95$

оруденения).

2. Химизм растворов определяется ролью следующих анионов и катионов  $\text{CO}_3$ ,  $\text{SC}_3$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{Al}$ .

3. Большинство химических элементов  $\text{Si}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$  слагающих минералы аргиллизитов, заимствовались из окружающих пород. Процесс минералообразования может рассматриваться как биметасоматоз, происходивший под влиянием гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых растворов.

4. Сера, определяющая возможность возникновения сульфидов гидротермально измененных пород и руд, в значительной мере, судя по результатам изотопного исследования, является местной, возникшей при редукции сульфат-иона.

5. Результаты изотопных исследований свинца указывают о возможности существования его единого корового источника.

### О генетическом и формационном типах оруденения

Вопрос о генетическом и формационном типах месторождения и рудопроявлений изученного рудного поля обсуждался во многих работах по металлогении Юго-Осетинского района.

По представлениям Т.В.Иваницкого (1963), Квайсинское свинцово-цинковое месторождение относится к близповерхностным низкотемпературным телетермальным месторождениям ( по аналогии с месторождениями Тхмори, Хвамли, Дзышра, Эрцо и др.). Того же мнения придерживаются Г.А.Твалчрелидзе, А.В.Нетреба, В.В.Панцулая, В.В.Черницин (1976). Эти авторы относят Квайсинское месторождение к телетермальной рудной формации геосинклинальной системы Южного склона Большого Кавказа, приурочивая как само месторождение, так и сходные рудопроявления к альпийской металлогенической эпохе, ее орогенному этапу развития (этап тектономагматической активности).

Изучая особенности телетермальных месторождений после выделения Л.Грейтоном (Graton 1933) этой группы, разные авторы для выделения месторождений телетермального генезиса формулировали разные требования.

Наиболее полно признаки телетермальных месторождений рассмотрены в классификациях И.И.Бока (1970) и В.И.Смирнова (1965). И.И.Бок называет телетермальными месторождения, не имеющие видимой связи с интрузивами и залегающие в слабо- или сильноизмененных осадочных породах, а также в изверженных породах, с которыми однако оруденение генетически не связано.

В.И.Смирнов в своей работе (1965) выделил следующие характерные признаки телетермальных месторождений: 1) нахождение на площадях развития осадочных формаций, где отсутствуют активные изверженные породы, гидротермальными дериватами которых они могли бы явиться; 2) формирование в условиях перехода к платформенному режиму; 3) пластовая форма рудных тел; 4) строго выраженная стратиграфическая позиция таких тел в мощных толщах осадочных пород, в связи с чем они в последнее время стали называться стратиформными, часто многоярусное строение месторождений; 5) им не свойственен отчетливый контроль оруденения с разломами; 6) они обладают сравнительно простым составом руд. Рудные тела этих месторождений повторяются в разрезе, образуя многоступенчатые месторождения, обычно облада-

дающие широким площадным распространением, достигающим нескольких километров и даже десятков километров. Позднее В.П.Федорчук (1968) для телетермальных месторождений наметил примерно такие же главные признаки.

В результате изучения Квайсинского свинцово-цинкового месторождения и рудопроявлений Квайсинского рудного поля, установлено, что в пределах изученного поля, помимо осадочных пород (известняки верхней юры и др.), широко развиты также магматические породы — дайковые тела диабаз-порфиритов и альбитофиров, которые, по последним данным, пользуются более широким распространением, чем это представлялось ранее. Более того, в отдельных местах, на примере рудопроявления Варах-Ком, свинцово-цинковые и барит-полиметаллические оруденения пространственно связываются с альбитофирами. Аналогичные факты пространственной связи оруденения с диабаз-порфиритами нами устанавливаются также на уровне шт. "Капитальная", у Северного Квайсинского разлома. Вместе с тем, рудные тела занимают строго выраженную стратиграфическую позицию в разрезе вулканогенно-осадочных пород, что свойственно для типичных телетермальных месторождений. Характерной особенностью оруденения Квайсинского рудного поля является также четкий тектонический контроль.

Таким образом, далеко не все признаки телетермальных месторождений проявлены в пределах изученного рудного поля. Если при этом еще принять во внимание выявленную и отмеченную выше специфику изотопного состава руд — обогащение тяжелой серой, не характерной для телетермальных месторождений, то отличие Квайсинского месторождения от типичных телетермальных месторождений станет очевидным. На основании всех приведенных выше данных, месторождения и рудопроявления изученного рудного поля можно отнести к группе гидротермальных низкотемпературных месторождений малых глубин и рассматривать как переходные от эпитермальных к телетермальным. Изменения вмещающих пород, представленных околорудной аргиллизацией для этого типа весьма характерны (Казизин, 1972).

При металлогенических исследованиях важное значение придается как известно, наряду с генетическим и формационному типу оруденения, определяющему выбор рациональной методики прогнозирования и поисков месторождения. В этой связи нами (Надирадзе, Алибегашвили, Тедиашвили, 1976) были выделены в пределах Квайсинского рудного поля несколько рудных формаций. Среди них изученные нами месторождения и рудопроявления были отнесены к свинцово-цинковым и барит-полиметаллическим формациям.

В итоге проведенных исследований, в ходе которых были получены данные о ведущей роли околорудной аргиллизации, намеченные ранее формационные типы можно охарактеризовать более полно с учетом формационной принадлежности ведущих околорудных изменений.

По укоренившимся для отдельных групп месторождений традициям называть их по сопровождающим гидротермальным изменениям (Павлова, 1978), нам представляется целесообразным метасоматически измененные породы отразить в названии ранее выделенных нами рудных формациях.

Таким образом, исследованные месторождения и рудопроявления Квайсинского рудного поля можно объединить в гидротермально-жильную и мета-

соматическую свинцово-цинковую и барит-полиметаллическую аргиллизитовую формацию, в связи с вулканитами и известняками.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итоги работы по изучению метасоматических пород Квайсинского рудного поля и связанного с ними оруденения можно резюмировать в виде следующих основных выводов:

1. Установлена принадлежность околорудно измененных пород Квайсинского рудного поля к формации аргиллизитов, а сопряженного с этими породами свинцово-цинкового и барит-полиметаллического оруденения к характерной группе гидротермально-жильных и метасоматических низкотемпературных близповерхностных месторождений, эпитепмального, переходящих к телетермальному типу.

2. Сделан вывод о том, что рассматриваемый тип месторождения и связанные с ним околорудные метасоматиты характерны для молодых областей орогенеза и активизации и возникают в довольно типичной обстановке, определяемой сочетанием вулканических пород (порфириды, их туфы, туфобрекчи, туфоконгломераты, дайковые породы) и вышележащих карбонатных толщ верхней юры.

3. Основным процессом, определяющим формирование околорудных метасоматитов, является биметасоматическое замещение, обусловленное контактом двух контрастных по составу сред - алюмосиликатных и карбонатных пород.

4. Обоснована двухэтапная история развития гидротермально-метасоматических пород. На первом этапе - формирование региональных пропилитов порфиритовой свиты байоса и окварцованных известняков верхней юры, на втором - околорудных аргиллизитов, проявленных по-разному в различных по составу вмещающих породах: порфиридах, их туфах, дайках альбитофинов и диабаз-порфиридов, известняках.

5. На основании полученных данных с учетом результатов других исследователей первый этап - пропилитизация порфиридов и окварцевание верхнеюрских известняков датирован как послевеернеюрский, второй - околорудная аргиллизация пород - как постэоценовый.

6. Рассмотрены особенности процессов метасоматоза, проявляющихся в карбонатной (известняки) и силикатной (порфириды, их туфы, диабаз-порфириды, альбитофиры) средах. Выявлены и описаны характерные типы латеральной зональности метасоматитов и показано, что баланс привноса-выноса компонентов определяется гоавным образом петрогенными элементами.

7. Установлено отличие региональных пропилитов от пропилитов внешних зон аргиллизитов, выражающееся в возрастании в последних интенсивности замещения первичных минералов хлоритом, кальцитом, альбитом, пренитом, гидрослюдой, гидрослюда-монтмориллонитом, в проявлении в них прожилков альбита, пренита, цеолитов, глинистых минералов, обильного кварца, кальцита.

8. Для зон региональной пропилитизации намечена четырехчленная зональность с последовательным исчезновением снизу вверх (по мере прибли-

жения к поверхности) следующих минералов: пренита, серицита, альбита.

9. Детально охарактеризованы с описанием морфологии, особенностей строения, структур и состава известняки с метакристаллами кварца, представляющие благоприятную среду для рудообразования.

10. Для зон пропилитов, а также околорудных аргиллизитов впервые с применением комплекса методов исследования минералов установлены и охарактеризованы слагающие их минералы: флюорит, гибшит, смешаннослойные гидрослюда-монтмориллонит и корренсит, каолинит, монтмориллонит и др.

11. Новые данные, полученные на основании анализа тройных водных вытяжек газовой-жидких включений в минералах, изотопов серы, а также по гидрогеологическим исследованиям современных грунтовых вод рудного поля позволили обосновать вывод о преимущественно местном источнике петрогенных элементов, слагающих метасоматические породы, а также серы, возникшей за счет редукции сульфат-иона. Определена температура процесса минералообразования в интервале 250-600°C, выявлена и подчеркнута роль коллоидных растворов. Все эти особенности являются закономерным следствием формирования метасоматических пород и оруденения в близповерхностных условиях.

12. Впервые подчеркнута возможность использования зональности в распределении фации метасоматитов, прожилков, глинистых минералов и элементов-примесей для отличия над- и подрудных зон, флангов в центральных частях месторождения, а также широко использовать установленные закономерности при прогнозировании и поисках такого типа оруденения в Габрско-Джавской и др. аналогичных структурно-металлогенических зон.

Исходя из этих выводов, при поисках и оценке рудоносности рекомендуются следующие основные поисковые критерии: 1) наличие пород преимущественно порфиритовой свиты байоса и известняков верхней юры, наиболее благоприятных для проявления гидротермальных процессов и оруденения; 2) приуроченность околорудных аргиллизитов с внешней фацией сильно пропилитизированных пород к разломам преимущественно субширотного простирания; 3) наличие среди околорудных аргиллизитов по порфиритам в основном хлоритовой, монтмориллонитовой, гидрослюдистой, цеолитовой, кварцевой, гидрослюдамонтмориллонитовой фации с обилием карбоната; 4) наличие среди околорудных метасоматитов, образовавшихся по верхнеюрским известнякам окварцованных, пренитизированных фаций и фаций глинистых минералов в случае их сопряженного развития с алюмосиликатными породами.

В качестве индикатора на скрытое свинцово-цинковое и барит-полиметаллическое оруденение предлагается использовать в общем охарактеризованные околорудные аргиллизированные породы, в частности, внутренние фации околорудных аргиллизитов. В качестве регионального поискового критерия можно использовать сильно измененные пропилиты, составляющие вместе с тем внешние зоны аргиллизитов.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- А д а м и я Ш.А. Доюрские образования Кавказа. - Тр.Геол.ин-та АН СССР, нов.сер. 1968, вып.16. Мецниереба, Тбилиси.
- А л е к с е е н к о В.А. Зональность околорудных изменений на стратифицированных свинцово-цинковых месторождениях Джунгарского Алатау. - Изв. вузов Геология и разведка, 1977, № 7.
- А н д р е е в а О.В. Об ураноносных околорудных кварц-карбонат-гидрослюдистых аргиллизитах. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1978, №7.
- Б а р с а н о в Г.П. К минералогии Юго-Осетии. - М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Б е л я н к и н Д.С., П е т р о в В.П. Гибшит Грузии. - ДАН СССР, нов.сер, 1939, т. XXIV, №4.
- Б е р г е р В.И. Особенности гидротермальных изменений вмещающих пород на Аддажских месторождениях горного хрусталя. - В кн.: метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.
- Б о к И.И. Основы рудной геологии. Алма-Ата, Наука, 1970.
- Б о р и с е н к о А.С., О б о л е н с к и й А.А. Метасоматиты и условия локализации в них ртутного оруденения. - Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1978.
- Б о р н е м а н - С т а р и н к е в и ч М.Д. Руководство по расчету формул минералов. - М., Наука, 1964.
- Б о р о д а е в с к а я М.Б., К р и в ц о в А.Н. Роль коллоидных растворов при формировании околорудноизмененных пород на примере сульфидных месторождений, связанных с вулканогенными формациями. - Проблемы метасоматизма, М., Недра, 1970.
- Б ы х о в е р Н.А. Геолого-экономические основы прогноза минеральных ресурсов. - М., Недра, 1978.
- В а с и л ь к о в а Н.Н., С о л о м к и н а С.Г. Типоморфные особенности флюорита и кварца. - М., Недра, 1965.
- В и н о г р а д о в А.П. Распределение химических элементов в земной коре. - Геохимия, 1956, №1.
- В о л с т н ы х Г.Т. Альбитизация полевых шпатов при аргиллизации пород. - Зап. Всес. мин. о-ва, 1965, вып.4, ч.94.
- В о л с т н ы х Г.Т. Аргиллизация и оруденение. - М., Недра, 1972.
- В о л ь ф с о н Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Г а м к р е л и д з е П.Д. Тектоника. - В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I. Геологическое описание. М., Недра, 1964.
- Г а м к р е л и д з е И.П. Строение и развитие западной части Южного Склона Большого Кавказа и грузинской глыбы. - Геотектоника, 1969, №4.
- Г а н е е в И.Г. О возможной форме переноса кремнезема в гидротермальных растворах. - Сов. геология, 1963, №12.
- Г о г о б е р и д з е Г.М. Минералогия Верхнеквейсинского месторождения. - Автореф. кандидат. дис. Тбилиси, 1949.
- Г р и г о р ь е в Д.П. Онтогенез минералов. Львов, изд-во Львовско-

го университета, 1961.

Г р и м м Р.Е. Минералогия глин. М., ИЛ, 1959

Д а н и л о в С.Л., А б р а м о в Ф., Б а р и ш е в Н. Месторождение Верхней Квайсы. - Мин.сырье, 1980, вып.4, №5.

Д ж а н е л и д з е А.И. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума. Тбилиси, Груз. филиал АН СССР, 1940.

Д ж а п а р и д з е М.Н. Структурные условия локализации полиметаллических месторождений Юго-Осетии. - Тр.Груз.Политехн.ин-та. Геология и разведка МПИ, 12 бюлл. №4(168), 1974.

Д з о ц е н и д з е Г.С. О вулканических формациях Грузии. - Тр. Геол.ин-та АН СССР. Тбилиси, Изд-во АН СССР, 1959.

Д и р У.А., Х а у и Р.А., З у с м а н Дж. Породообразующие минералы. М., Мир, 1965.

Д р и ц В.А., С а х а р о в Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. М., Наука, 1976.

Ж а р и к о в В.А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Кармазара. Зап.Всес.мин. об-ва, 1956, вып.3.

Ж а р и к о в В.А. Парагенезис минералов, фации и формации. Зап. Всес.мин.об-ва, 1968, вып.4, ч.97.

Ж а р и к о в В.А. О динамической теории метасоматоза. - Геология рудных месторождений, 1971, №5, т.13.

З а р и д з е Г.М. Эндогенные формации орогенных областей. М., Недра, 1970.

И в а н и ц к и й Т.В. О структурах и текстурах сфалерита и дисульфидов железа коллоидного происхождения. Тр.Геол.ин-та АН СССР, 1953, мин. петр. сер., т.Ш.

И в а н и ц к и й Т.В. Гидротермальный метаморфизм пород, вмещающих свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения Грузии. Тбилиси, Изд-во АН СССР, 1963.

И в а н и ц к и й Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Тбилиси, Изд-во АН СССР, 1963.

И в а н и ц к и й Т.В., К а в и л а д з е М.Ш. Изотопный состав серы баритовых и баритосодержащих сульфидных гидротермальных месторождений Грузии. Сообщ. АН СССР, 1977, №2, ч.87.

К а з и ц ы н Ю.В. Минералого-геохимические особенности аргиллизации основных пород. Зап.Всес. мин. об-ва, 1962, вып.4, ч.91.

К а з и ц ы н Ю.В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., Недра, 1972.

К а з и ц ы н Ю.В., Р у д н и к В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Л., Недра, 1968.

К а х а д з е И.Р. Заметка о тектонике Квайсинского района. Сообщ. АН СССР, 1951, №2, т.УП.

К о р ж и н с к и й Д.С. Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности. ДАН СССР, М., 1960,

К о р ж и н с к и й Д.С. Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1969.

К о р о л е в А.В., Ш е х т м а н П.А. Классификация постмагматических рудных полей. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых АН СССР, 1959, т. I.

Л е в и ц к и й О.Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. В кн.: Основные проблемы в учении магматогенных рудных месторождениях. АН СССР, 1953.

Л о в е р и н г Т.С. Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов, недосыщенных сульфидами. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. АН СССР, 1961.

Л у з г и н Б.Н. Околорудная аргиллизация известняковых толщ. Метасоматизм и рудообразование. Тезисы докладов на IУ Всес. конф., Л., 1976.

Л у р ь е Л.М. Околорудные изменения и некоторые генетические особенности Замбарского месторождения. М., Наука, 1969.

М е и е р Ч., Х е м л и Д. Околорудные изменения вмещающих пород. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1970.

М и р о ш н и к о в А.Е., Б р о в к о в Г.Н., О х а п к и н Н.А. Особенности околорудных изменений пород. В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского края. Красноярск, Красноярск. кн. изд-во, 1976.

Н а д и р а д з е В.Р., А л и б е г а ш в и л и Б.А., Т е д и а ш в и л и Х.А. Условия формирования и закономерности размещения рудных месторождений Юго-Осетии. Труды Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., 1976, вып. 51.

Н а к о в н и к Н.И. Пропилилизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, вып. 2, ч. 88.

Н а к о в н и к Н.И. О новом типе околорудных изменений. Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, № 6, ч. 86.

Н а к о в н и к Н.И.И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 87, вып. 4.

Н а к р в н и к Н.И. Вертикальная зональность продуктов околорудного метасоматизма и место в ней формации вторичных кварцитов и пропилитов. В кн.: Метасоматич. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966.

Н а к о в н и к Н.И. О некоторых закономерностях метасоматических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, вып. I.

Н и к о л а е в а И.В., К о в а л е в а Л.Т., С у х а р е н к о А.В. Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита. Глауконит в современных нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., Наука, 1971.

О в ч и н н и к о в Л.Н., Б а р а н о в Э.Н., Г р и г о р я н С.В. О в ч и н н и к о в а Л.В. Закономерности формирования первичных геохи-

мических ореолов гидротермальных месторождений. Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1974.

Омельяненко Б.И. Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях. Геология гидротермальных урановых месторождений. М., 1966.

Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978.

Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л., Недра, 1978.

Панков В.П. О колломорфном сфалерите свинцово-цинкового месторождения. Верхняя Квайса в Юго-Осетии. Зап. Всес. мин. об-ва, №1, ч.80, 1951.

Проккопенко Н.И., Панков В.И. Минералогия свинцово-цинкового м-ния В.Квайса в Южной Осетии (окончат. отчет полиметалл. отряда по раб. 1946 г.). Инст-т геол. наук АН СССР. М., 1946.

Пунин Ю.О. К вопросу о механизме перекристаллизации. Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, вып. 4, ч. 94.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.

Рубинштейн М.М., Гогитшвили Б.Г., Гуниава В.Д., Насидзе Г.И., Хуцаидзе А.Л. Результаты определения абсолютного возраста некоторых рудн. месторождений Грузии по продуктам околорудн. изменен. Тр. XU сессии комиссии по опред. абсолютн. возр. геол. формаций. М., Наука, 1970.

Рундквист Д.В. Особенности строения и формирования рудных жил выполнения. Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, вып. 2, ч. 92.

Рундквист Д.В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений. Зап. Всес. мин. об-ва. Сер. 2, 1965, вып. 1, ч. 94.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1971.

Рундквист Д.В., Павлова И.Г. Опыт выделения формации гидротермально-метасоматических пород. Зап. Всес. мин. об-ва. 1974, вып. 3, ч. 103.

Рундквист Д.В., Павлова И.Г. Значение зональности гидротермально измененных пород для выделения метасоматических формаций. Метасоматиты и рудообразование. М., Недра, 1975.

Русинов В.Л. Альбитизация плагиоклазов в условиях приповерхностной пропилитизации (на примере Камчатки). Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., Наука, 1968.

Русинов В.Л. Геологические и физические закономерности пропилитизации. М., Недра, 1972.

Силаев В.И. Перекристаллизация карбонатных пород при контактовом метаморфизме. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л., Наука, 1975.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1965.

Твалчредидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. М.,

Госгеолтехиздат, 1961.

Т в а л ч р е л и д з е Г.А., Н е т р е б а А.В., П а н ц у л а я В.В., Ч е р в и ц ы и В.Б. Научные принципы металлогенического анализа Кавказа. Проблемы геологии и металлогении Кавказа. Тр. Кавк. ин-та мин. сырья, 1976.

Т е д и а ш в и л и Х.А. О метакристаллах кварца в измененных породах Квайсинского месторождения. Республ. конферен. молодых геофизиков, геологов и географов Грузии. Тезисы докладов, Тбилиси, 1970.

Т е д и а ш в и л и Х.А. Околорудная гидрослюдизация на Квайсинском полиметаллическом месторождении. Метасоматизм и рудообразование. Тезисы докладов на IУ Всес. конференции, Л., 1976<sub>2</sub>.

Т е д и а ш в и л и Х.А., А х в л е д и а н и Р.А. О находке флюорита на Квайсинском свинцово-цинковом м-нии. Сообщ. АН ГССР, 1978, №2.

Т е д и а ш в и л и Х.А. Метасоматиты Квайсинского рудного поля. Сообщ. АН ГССР, 1979, №3.

Т е д и а ш в и л и Х.А. Особенности проявления аргиллизации в известняках (на примере Квайсинского свинцово-цинкового месторождения). Зап. Всес. мин. об-ва, 1979, вып. 6, ч. 108.

Ф е д о р ч у к В.П. Телетермальные месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968.

Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В.А., Г о й л о Э.А. Изменение структуры глинистых минералов в различных термодинамических условиях. Рентгенография, мин. сырья, 1970.

Х а р а ш в и л и Г.И., Д ж а п а р и д з е М.Н. Некоторые особенности строения района среднего течения р. Дзеджора. Тр. Грузинского политехнического ин-та, 1963, №2.

Х о а н г М а й. Околорудные изменения вмещающих пород рудопроявления Айгырбулак (Кураминские горы). Тр. Ташкентского университета, 1974, вып. 438.

Ч е т в е р и к о в С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Ч у х р о в Ф.В. К состоянию вопроса о роли коллоидов в рудообразовании. Сов. геология, 1965, №2.

Ч у х р о в Ф.В. О состоянии изучения глинистых минералов в СССР. 1970, Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М., Наука, 1970.

Щ е р б а Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, АН Каз. ССР, 1960.

Щ е р б а в ь И.П. Гидротермальный метаморфизм вмещающих пород. Геология и генезис ртутных месторождений Саянской области. Новосибирск, Наука, 1978.

B r a d l e y W.P., W a a v e r C.E. A regulary interstratified chlorite-vermikulite clay mineral. - Am. Mineral., 41, 497, 1956.

B u r n h a t C.W. Facies and types et hidrothermal alternation. Econ. Geol., 1962, vol. 57, № 5.

C o r n u F. Hibschrift- Tsch. Min. Petr. Mitt. 25, 1906.

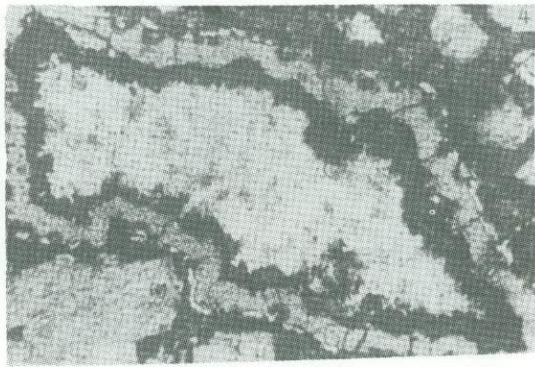
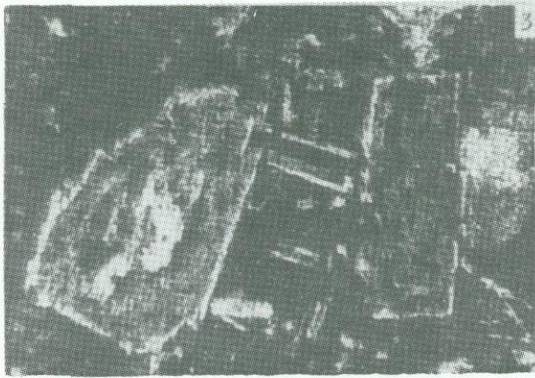
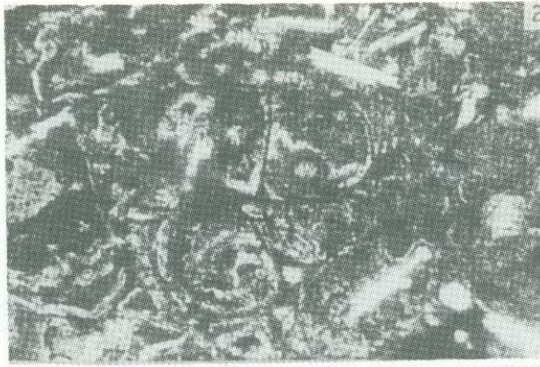
- Goldschmidt V.M. Geochemistry, Oxford, Clarendon Press, 1954.
- Graton I.C. The depth-zones in ore deposition. Econ. Geol. 1933, no 28.
- Gruner J.W. Vermiculite. - Amer. mineralogist, 19, 1934.
- Hemley M.J. Some mineralogical equilibria in the system  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . - Am. J. Sci., 1959, 257, N4.
- Hemley L.J., Montoya J.W., Nigrini A., Vincent H.A. Some alteration reactions in the system  $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . - Soc. Miner. Geol. Japan. Spec. Issue, 2, 1971.
- Lindgren W. The GeI-Replacement - a new aspect of metasomatism. - Proc. at Acad. Sci. USA, vol. 11, 1925.
- Lovring T.S. The geochemistry of argillic and related types of alteration. - Color. School. Mines. Quart., vol. 45, N1-B, 1950.
- Moore Duans M., College KNOX; Carbonate host rock alterations Zn-Pb district, northwestern Illinois "Econ. Geol.", 1976, N8.
- Richter D.N., Ingerson E. Some considerations regarding liquid inclusions as geologic thermometers, discussion, Econ. Geol. 49, 1954.
- Schwartz G.M. Argillic alteration and ore deposits. - Econ. Geol., vol. 51, N5, 1956.
- Scott E. A note on the occurrence of intergrowth between diopside augite and albite and of hydrogrossular. - Geol. Mag., vol. LXXXV, N6, 1951.
- Stacey J.S., Stern T.W. Revised tables for the calculation of lead isotope ages, V.S. Dept. Conference, Natl. Tech., Information Service, Springfield, Virginia, 22151, PB-20929, 35, 1973.
- Tilley C. On the replacement of anorthosite by hydrogrossular. Geol. Soc. of S. Africa, v. 60, 1957.

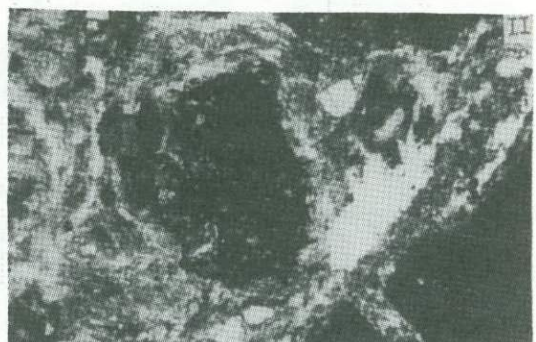
Список принятых сокращения минералов

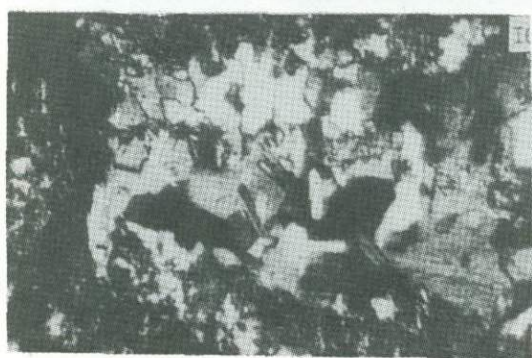
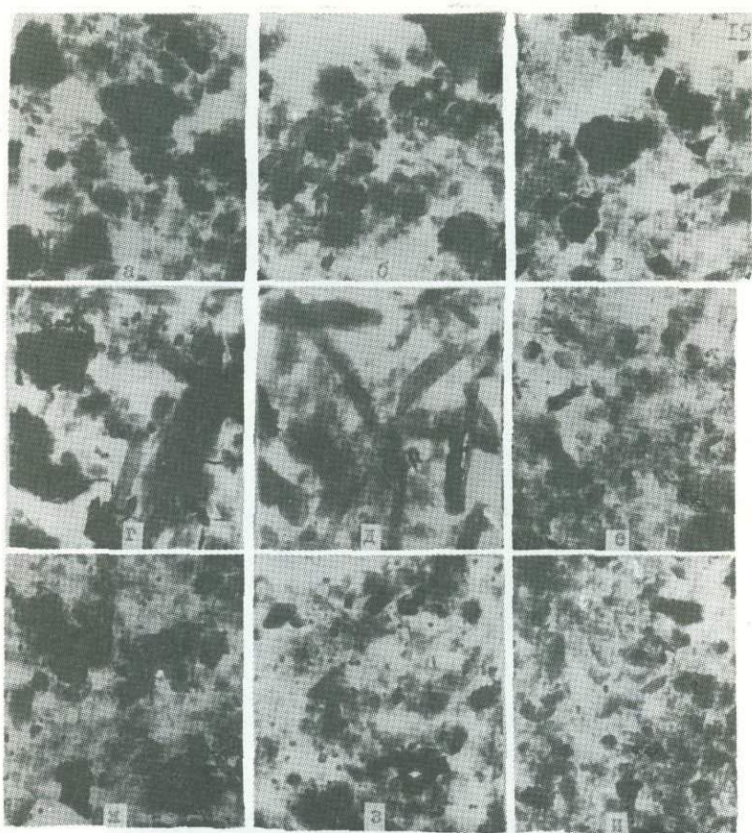
Аб-альбит	Лк-лейкоксен
Амф-амфибол	Ме-мельниковит
Анг-ангидрит	Мон-монтмориллонит
Ап-апатит	Мр-марказит
Бар-барит	Мт-магнетит
Би-биотит	Пи-пироксен
Б/р-блеклая руда	Пл-плагиоклаз
Ги-гипс	Пр-пренит
Гл-галенит	Пт-пирит
Г/М-гидрослюда-монт- мориллонит	Ру-рутил
Гб-гибсит	Сер-серицит
Г/с-гидрослюда	Сл-сфалерит
Гт-гематит	Сф-сфен
Кал-кальцит	Фл-флюорит
Кар-карбонат	Хал-халцедон
Као-каолинит	Хл-хлорит
Кв-кварц	Цл-цеолит
Кор-корренсит	Эп-эпидот

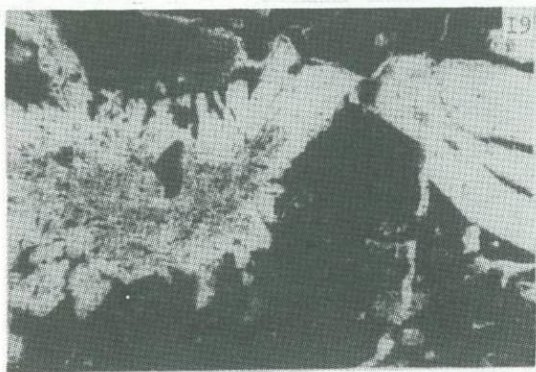
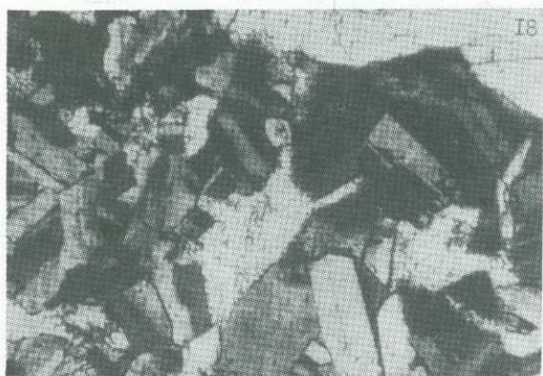
Подписи к рисункам

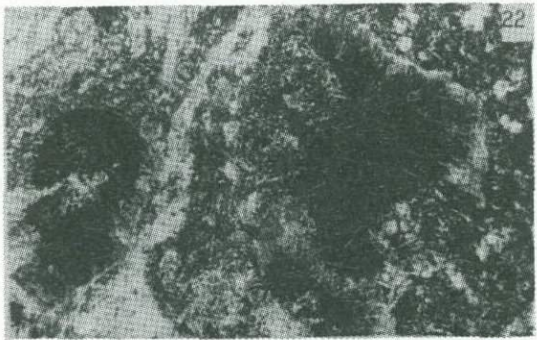
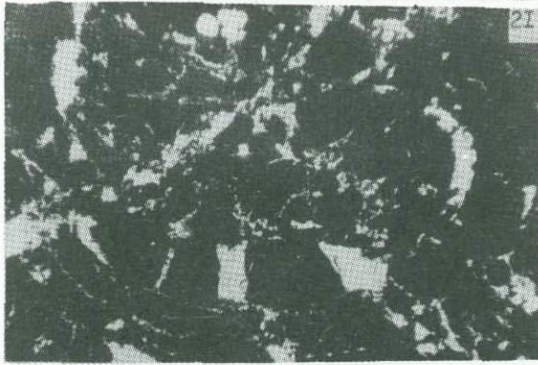
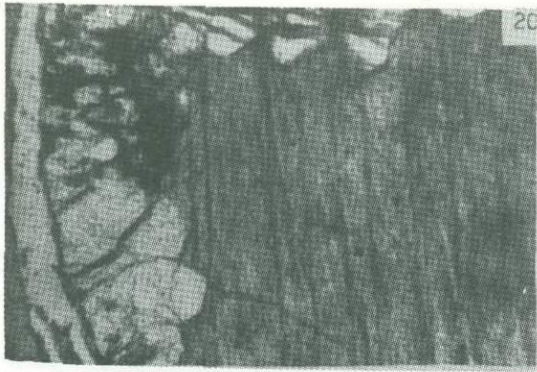
- Рис.2. Скорлуповатое строение основной стекловатой массы породы порфири-  
товой свиты байоса. Ник.+, х 75.
- Рис.3. Серицитизированные, хлоритизированные порфирированные плагио-  
клаза с тонкой каймой альбита (белый). Ник.+, х 75.
- Рис.4. Пустота в порфиритовом туфе, заполненная кальцитом (белый), гидро-  
слюдой (черный), гибшитом (серый). Ник.П, х 17.
- Рис.10. Смешаннослойные гидрослюда-монтмориллонитовые массы (светлые) в  
органогенном известняке (темный). Ник.П, х 70.
- Рис.11. Хлоритизированные (светло-серые), гидрослюдизированные (темные)  
участки в известняке верхней юры (черные). Ник.П, х 70.
- Рис.12. Пренизация известняка. Ник.+, х 70.
- Рис.15. Электронно-микроскопические снимки гидрослюд и смешаннослойных  
минералов обр. а, б, в - 8/73, г - 3/367, д - 43/73; е - 43/74, ж -  
66/71, з, и - 55/70 (пояснение в тексте). Ув. х 8000.
- Рис.16. Новообразованный альбит (удлиненные лейсты) в виде скоплений в  
ассоциации с кварцем (белый). Ник.+, х 45.
- Рис.17. Прожилок кальцита в порфирированном выделении плагиоклаза (белый), выз-  
вавшего альбитизацию последнего (темно-серый). Ник.+, х 45.
- Рис.18. Пренит (светлый) в ассоциации с новообразованным кальцитом; запол-  
няет межзерновые пространства последнего. Ник.+, х 75.
- Рис.19. Сноповидные, призматические выделения гипса (белый) в ассоциации с  
гидрослюда-монтмориллонитом, пропитанным тонкодисперсным гематитом  
(черный). Ник.П, х 26.
- Рис.20. Идиоморфные кристаллы флюорита в зальбандах прожилков кальцита. Ник.  
П, х 70.
- Рис.21. Крупный раздробленный сферолит пирита с трещинками синерезиса. Ник.  
П, х 45.
- Рис.22. Радиально-лучистые агрегаты гематита (черные). Ник.П, х 26.
- Рис.23. Глобулы сфена (черные) в аргиллизированной порфиритовой породе. Ник.  
П, х 75.
- Рис.24. Оолиты кварца в гидрослюдизированной массе. Ник.+, х 300.
- Рис.25. Кальцит, зародившийся в пустоте. В центре гематит (черный). Ник.П,  
х 26.
- Рис.26. Натечные агрегаты гидрослюды и гидрослюда-монтмориллонита (темные).  
Ник. П, х 75.
- Рис.29. Газово-жидкие включения в минералах: а) удлиненные в кварце ув.  
х 600, б) многофазовое в кальците х 800, в) двухфазовое негативной  
формы кристаллов барита, ув. х 300, г) трубчатое двухфазовое в гип-  
се ув. х 300, д) двухфазовые формы октаэдра во флюорите ув. х 800,  
е) двухфазовые трубчатые в барите ув. х 600.



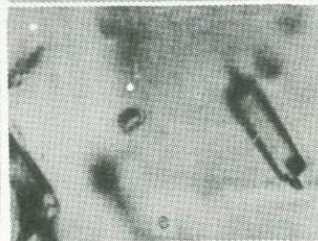
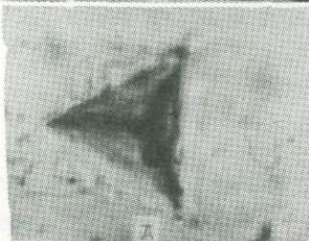
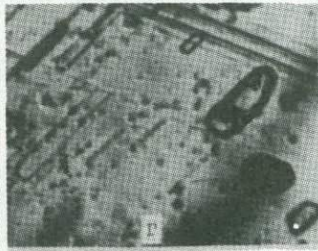
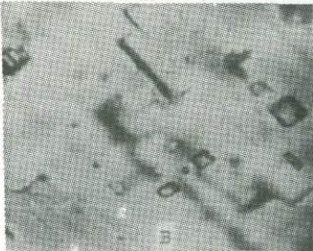
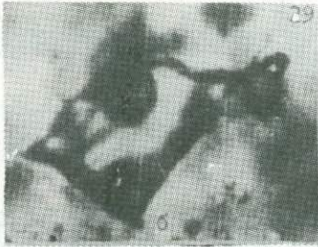
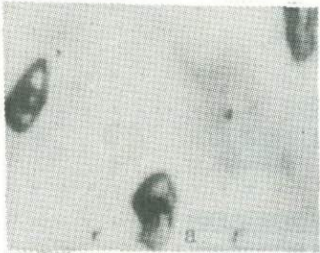
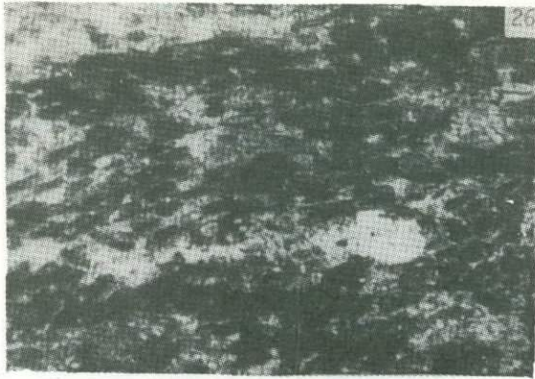












## О Г Л А В Л Е Н И Е

	<u>Стр.</u>
В В Е Д Е Н И Е . . . . .	3
<u>Краткое геологическое описание района</u> . . . . .	4
<u>Особенности геологического строения</u> <u>Квайсинского рудного поля</u> . . . . .	7
М Е Т А С О М А Т И Ч Е С К И Е П О Р О Д Ы Р У Д Н О Г О П О Л Я . . . . .	II
<u>Метасоматиты формации региональных</u> <u>пропилитов</u> . . . . .	12
<u>Метасоматиты формации аргиллизитов</u> . . . . .	19
Аргиллизиты по алюмосиликатным породам . . . . .	19
Проявление аргиллизации в из- вестняках . . . . .	39
<u>Минеральный состав метасоматических</u> <u>пород и их текстурно-структурные</u> <u>особенности</u> . . . . .	49
<u>Зональность метасоматических пород</u> . . . . .	62
В О П Р О С Ы В О З Р А С Т А И Г Е Н Е З И С А М Е Т А С О М А Т И Ч Е С К И Х П О Р О Д , О Р У Д Е Н Е Н И Я И И Х Ф О Р М А Ц И О Н Н О Й П Р И Н А Д - Л Е Ж Н О С Т И . . . . .	73
<u>Температурные условия минералообразования</u> . . . . .	75
<u>Некоторые данные о составе рудообразующих</u> <u>растворов и источнике вещества</u> . . . . .	79
<u>О генетическом и формационном типах</u> <u>оруденения</u> . . . . .	83
З А К Л Ю Ч Е Н И Е . . . . .	85
Л И Т Е Р А Т У Р А . . . . .	87
С П И С О К П Р И Н Я Т Ы Х С О К Р А Щ Е Н И Й М И Н Е Р А Л О В . . . . .	93
П О Д П И С И К Р И С У Н К А М . . . . .	94
О Г Л А В Л Е Н И Е . . . . .	106

Рецензенты: канд.геол.-мин.наук Э.В.Отхмезури  
канд.геол.-мин.наук В.И.Гугушвили

Печатается по постановлению Государственного комитета Совета  
министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли

Редактор В.Р.Надирадзе  
Редактор издательства Н.В.Кондратенко  
Техредактор Э.Б.Бокерия

Сдано в производства 29.III.82; Подписано к печати 25.XI.1981;  
Формат бумаги 70x108<sup>I</sup>/16; Бумага № 1; Печатных л. 9,8; Уч.-изд.л. 8,4;

УЭ 09751;

Тираж 500;

Заказ 1856

Цена 1 руб.

---

Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19  
ცემთამბეჭდობა "მეცნიერება", თბილისი, 380060, კუტუშოვის ქ.19  
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19  
საქ.სსრ მეცბ.ავერეშინის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუშოვის ქ.19

ლიზიერდილი არჩილვზნა ტედიშვილი

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КВАЙСИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

ბ. ლეონიშვილი

ქვეყნის ბაზრული უკონს ბეჭდვითბეჭდონ ქვეყნის

Цена 1 руб.

4719