

З. В. ОТХМЕЗУРИ

**ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ  
ЮЖНОГО СКЛОНА  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

«МЕЦНИЕРЕБА»

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE

Труды, новая серия, вып. 85

З. В. ОТХМЕЗУРИ

# ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

(вещественный состав, условия образования и  
закономерности размещения)



«МЕЦНИЕРЕБА»  
ТБИЛИСИ

1984

33.II

55:553.3/4 (47.9)

0 878

В работе рассматриваются геологические и минералого-геохимические особенности, стадийность рудообразовательных процессов, геологические и физико-химические условия формирования и закономерности размещения медно-пирротиновых, свинцово-цинковых, мышьяковых и редкометалльных месторождений Южного склона Большого Кавказа в пределах Грузии.

На основании структурно-вещественного подхода, с учетом стадийности рудообразовательных процессов, проведена формационная систематика рудных месторождений и рудопроявлений рассматриваемого региона.

Рассмотрены вопросы формирования и размещения в пространстве оруденений на фоне истории геологического развития Южного склона Большого Кавказа.

Книга иллюстрирована геологическими схемами, разрезами, микрофотографиями и рассчитана на широкий круг геологов-специалистов по рудным месторождениям.

Редактор академик АН ГССР Г.А.Твалчрелидзе

0 I904020000 20-84  
M607(06)-84

© Издательство "Мецниереба",

1984

## В В Е Д Е Н И Е

Формационная систематика и формационный анализ приобрели в настоящее время большое научное и прикладное значение в металлогенических исследованиях, ставящих целью познание закономерностей образования и размещения месторождений в земной коре и разработку научных основ их прогнозирования.

В отличие от генетических классификаций, основным недостатком которых является дискуссионность ряда генетических признаков, положенных в основу систематики и отсутствие четких критериев для разграничения рудных месторождений на соответствующие генетические классы, в основу формационной систематики заложены такие объективные данные, как вещественный состав и парагенетические ассоциации минералов руд и вмещающих пород, тип рудовмещающей структуры, строение и морфология рудных тел, околорудные изменения, условия локализации оруденения и ряд других особенностей, которые могут достаточно уверенно распознаваться. Как отмечают В.А.Кузнецов, Э.Г.Дистанов и А.А.Оболенский (1971) объективные методы формационного анализа позволяют типизировать отдельные, генетически взаимосвязанные геологические образования (породы, руды и т.п.), даже в случае недостаточной изученности или полноты отдельных вопросов их генезиса.

Важнейшим этапом формационного анализа является выделение рудных формаций и их разграничение с выяснением отличительных особенностей.

Обоснованное выделение рудных формаций невозможно без четкого определения самого понятия "рудная формация". К сожалению, до настоящего времени нет однозначной трактовки термина "рудная формация", и разные исследователи в отмеченный термин вкладывают различный смысл.

При различии представлений о рудных формациях общее определение ее, разделяемое большинством исследователей, сводится к следующему – рудная формация представляет собой группу рудных месторождений со сходными по составу, устойчивыми минеральными ассоциациями, принадлежащих к одному генетическому типу и близкими геологическими условиями образования. Как видно из определения термина "рудная формация", в основу его положены минералого-геохимические, генетические и геологические критерии.

При выделении конкретных рудных формаций и определении их принадлежности к тому или иному формационному типу, главным признаком является вещественный состав руд и устойчивые парагенетичес-

кие ассоциации минералов, которые могут быть выявлены вполне объективно.

При дискуссионности представлений о генезисе полезных ископаемых, этот признак, по-видимому, должен учитываться в общем плане, как закономерные различия генезиса крупных групп месторождений, которые выявляются обычно достаточно четко.

Сложнее обстоит дело с объективной оценкой тех геологических условий, при которых происходило формирование месторождений. Геологические факторы, влияющие на рудообразовательные процессы, достаточно многочисленны и поэтому не могут учитываться суммарно и использоваться одновременно. Выбор геологических критериев разграничения формаций следует ограничивать возможностью их объективной оценки.

Ряд исследователей (Матвеевко, Шаталов, 1964; Кормилицин, 1969 и др.) наиболее важным геологическим признаком рудных формаций считает связь оруденения с магматическими формациями. Однако вопросы связи оруденения с магматизмом все еще остаются дискуссионными, а выводы гипотетическими (Петровская, Сафонов и др., 1976). Если для магматических, пегматитовых, скарновых и высокотемпературных гидротермальных месторождений связь с магматизмом обычно не вызывает сомнений, то для средне- и низкотемпературных гидротермальных, гидротермально-осадочных и амагматичных месторождений выявление характера связи с магматическими процессами весьма затруднительно.

Для постмагматических месторождений руд цветных и редких металлов Южного склона Большого Кавказа можно говорить лишь о парагенетической связи месторождений молибдена и мышьяка (арсенипирита) с гранитоидным магматизмом. Что касается источника металлов в широко распространенных здесь медно-пирротиновых, свинцово-цинковых, сурьмяных и особенно ртутных и мышьяковых (реальгар-аурипигментовых) месторождений, то в настоящее время он остается недостаточно ясным.

Основным геологическим фактором, определяющим принадлежность к определенным рудным формациям золоторудных месторождений, Н.В. Петровская, Ю.Г. Сафонов и С.Д. Шер (1976) считают глубинность рудоотложения. Однако применительно к другим типам месторождений, особенно характеризующихся большим вертикальным размахом, оценка глубины оруденения не всегда четка и объективна.

Г.А. Твалчрелидзе (1966, 1972), В.В. Панцулая (1976), А.Д. Щеголов (1980) важным отличительным геологическим признаком рудных формаций считают приуроченность их к определенным этапам и стадиям

тектонических циклов. Проявления процессов рудообразования с этапами и стадиями развития определенных участков земной коры объективно устанавливаются с одной стороны изучением самих рудных месторождений, а с другой – исследованием геологических особенностей рудоносных территорий.

Формационная принадлежность рудных образований предусматривает также изучение геологических признаков, находящихся в функциональной зависимости от условий формирования оруденения и определяющих их типовые особенности, выявляемые при изучении рудных месторождений. К таковым относятся: характер вмещающих пород, тип рудовмещающей структуры, морфологические особенности и условия залегания рудных тел, околорудные изменения и др. В зависимости от детальности и целей систематики относительная роль вышеотмеченных геологических признаков различна. Так, при выделении двух формаций свинцово-цинковых месторождений – жильной и стратиформной, из множества геологических факторов за основные принимаются морфологические особенности и условия залегания рудных тел.

При систематике рудных формаций используются также различные надформационные категории: "группа рудных формаций", "родственные рудные формации", "рудные комплексы", "серии рудных формаций" и т.д. Не вдаваясь в детальный их разбор, отметим лишь, что по Г.А.Твалчрелидзе (1966) они не расширяют смыслового значения и по существу являются синонимами понятия "рудный комплекс", предложенного Ю.А.Билибиным (1955) и отвечающего группе эндогенных минеральных месторождений отдельных районов, объединенных в естественные природные сообщества, образованные из единого магматического очага в пределах единой рудноконтролирующей структуры, близкие по времени формирования и приуроченные к одному этапу геологического развития. Во избежание усложнения терминологии, по мнению Г.А.Твалчрелидзе, от них целесообразно отказаться.

Однако в рудных месторождениях порой устанавливаются явления телескопирования – наложения на ранние минеральные ассоциации более поздних, иногда резко отличных по составу, что указывает на необходимость выделения наряду с простыми рудными формациями и сложных, состоящих из двух или нескольких простых формаций, совмещенных в пространстве. Такие наложения в одних случаях определяют пространственное совмещение родственных рудных формаций (например, ртутных и мышьяковых), имеющих различный минеральный состав, но образующихся в течение одного этапа минерализации в сходных геологических и физико-химических условиях и связанных взаимными переходами. В другом случае имеет место совмещение в пространстве формаций разных этапов минерализации, отличающихся

как вещественным составом, так и временем и геологическими условиями образования (например, колчеданно-полиметаллическая формация, представляющая собой гидротермально-осадочную, сингенетическую с вмещающими породами серноколчеданную залежь с наложенной эпигенетической минерализацией свинца и цинка). Последний тип сложной рудной формации мы, вслед за Р.М.Константиновым (1973), называем совмещенной.

Рудные формации обычно членят субформации и минеральные типы. Субформации обычно выделяются в рамках сложных по составу формаций при необходимости индивидуализации их отдельных частей, т.е. фактически они соответствуют простым формациям чистой линии. Минеральные типы составляют части простых формаций, отображающие изменчивость минерального состава руд — преобладание в них различных минеральных ассоциаций.

Р.М.Константинов (1973) предлагает выделить также геологический тип конвергентных рудных формаций, сходных по минеральному составу, но отличающихся по геологическим условиям нахождения.

Одним из важных признаков рудных формаций, по А.Д.Щеглову (1980), является общая направленность порождающих их процессов рудообразования, что выражается определенной последовательностью и масштабами проявления отдельных стадий и этапов минерализации. Поскольку вещественным выражением этапов и стадий минерализации являются минеральные парагенезисы, слагающие рудные формации, рассмотрим взаимоотношения последних с этапами и стадиями рудообразовательного процесса.

Минеральные парагенезисы сложных, но генетически родственных рудных формаций образованы, как видно из приведенного определения, в рамках одного этапа минерализации, а минеральные ассоциации совмещенных формаций, резко отличающиеся по вещественному составу и физико-химическим условиям формирования, образования разноэтапные.

Формирование минеральных парагенезисов простых рудных формаций мы рассматриваем в рамках одной стадии процесса минерализации. Однако в этом случае возникают возражения в связи с многостадийностью процесса. Известны месторождения, в формировании которых выделяется несколько (5–6, иногда и более) стадий минерализации. Насколько правильно рассматривать их как совмещенные в пространстве простые формации? Для ответа следует уточнить термин "стадия минерализации".

Предложенное в свое время А.Г.Бетехтиным и др. (1958) определение стадий минерализации предусматривало выделение их по внутриминерализационным тектоническим подвижкам, вызывающим дробление

ранних минеральных агрегатов и цементацией их более поздними. В связи с этим ряд исследователей, не учитывая состав минеральных ассоциаций, на основании взаимного пересечения минералов выделяли в процессе рудообразования неоправданно большое количество стадий минерализации. Если под стадией минерализации понимать "интервал минералообразующего процесса, отделенный от предыдущих и последующих интервалов тектоническими подвижками и характеризующийся образованием одного или нескольких единовременных качественно сходных минеральных комплексов, состав которых определяется химизмом и эволюцией соответствующей порции гидротермального раствора, условиями ее локализации и влиянием рудовмещающей среды" (Образцова, 1962), количество стадий минерализации, выделяемых в рудах конкретных месторождений, резко сократится.

Следует отметить, что одним из главных критериев классификации гидротермальных месторождений Н.В.Петровская (1965) считает одностадийные минеральные ассоциации, причем ведущая роль должна принадлежать устойчивым повторяющимся ассоциациям.

В настоящей работе под рудной формацией понимается группа рудных месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, принадлежащих к одному генетическому типу, с близкими геологическими условиями нахождения и особенностями развития рудного процесса.

Принимая во внимание геологические, генетические и минерало-геохимические особенности (в т.ч. стадийность рудообразовательного процесса), в пределах Южного склона Большого Кавказа мы выделяем следующие простые рудные формации месторождений руд цветных, редких и связанных с ними некоторых других металлов: серноколчеданную, медно-пирротиновую, свинцово-цинковую, кварц-молибденитовую, кварц-арсенопиритовую, кварц-ферберитовую, кварц-антимонитовую, диккит-киноварную и реальгар-аурипигментовую.

Образование минеральных ассоциаций, слагающих простые формации месторождений цветных и редких металлов рассматриваемого региона происходило, по нашим данным, в три этапа минерализации. Наиболее ранним является гидротермально-осадочный этап, когда образовались массивные залежи сингенетичных серноколчеданных руд в сланцево-песчанистой толще лейаса. Последующие два этапа минерализации проявились в виде эпигенетических рудных образований, причем на раннем этапе происходило формирование медно-пирротиновых и свинцово-цинковых месторождений, а на завершающем - редкометалльных, мышьяковых и, возможно, некоторых свинцово-цинковых оруденений.

При непрерывно-прерывистом развитии процессов минерализации



происходило неоднократное наложение поздних минеральных ассоциаций на более ранние с образованием сложных парагенезисов, представленных разнотипными минеральными ассоциациями. Имело место совмещение в пространстве как разноэтапных минеральных ассоциаций, так и ассоциаций различных стадий в пределах одного этапа. В этой связи, наряду с месторождениями и рудопроявлениями простых рудных формаций, в пределах Южного склона Большого Кавказа возникли сложные и совмещенные рудные формации, такие как колчеданно-медно-пирротиновые, медно-пирротиновые с наложенной свинцово-цинковой минерализацией, барит-полиметаллические, редкометалльно-полиметаллические, ферберит-антимонитовые и ртутно-мышьяковые.

Ниже, при определении формационной принадлежности и описании полиформационных месторождений, где проявляется совокупность различных простых формаций, вплоть до оруденений различного генезиса, по рекомендации А.Д.Щеглова (1980) учитывается ведущее оруденение, определяющее тип и основное промышленное значение месторождения.

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Тектоническое строение и металлогенические особенности Южного склона Большого Кавказа обусловлены его положением в структуре альпийской области Средиземноморского складчатого пояса. У него сложное геологическое строение и история развития. В качестве составной части складчатого сооружения Большого Кавказа, рассматриваемый регион формировался в течение герцинского, киммерийского и альпийского тектонических циклов.

В современной структуре Большого Кавказа зона Южного склона расположена между поднятием Главного хребта на севере и Закавказским срединным массивом на юге.

Границей между зонами Главного хребта и Южного склона служит глубинный разлом (система кулисообразно расположенных разломов), известный под названием "Главного надвига". С Закавказским срединным массивом зона Южного склона контактирует также по глубинному разлому вдоль южного края т.н. Гагрско-Джавской зоны. Восточнее р.Б.Лиахви отмеченный разлом перекрыт тектоническими покровами флишевой зоны Южного склона.

П.Д.Гамкрелидзе (1957) зону Южного склона называл "складчатой системой". Если принять наименования составных частей геосин-

клинальных областей, выделенные в свое время Н.С.Шатским (Хаин, Шейнманн, 1960), то под таким названием выступают наборы геосинклинальных (и геоантиклинальных) зон, зажатые между двумя жесткими структурами – платформами, либо срединными массивами. В данном случае в качестве складчатой системы выступает Большой Кавказ, расположенный между Скифской платформой и Закавказским срединным массивом, а Южный склон представляет входящую в его состав геосинклинальную зону. Однако в силу сложившейся традиции мы, вслед за П.Д.Гамкрелидзе, отмеченную область впредь будем именовать складчатой системой, хотя, возможно, применительно к Южному склону Большого Кавказа этот термин требует уточнения.

На Южном склоне Большого Кавказа П.Д.Гамкрелидзе (1957), П.Д.Гамкрелидзе и И.П.Гамкрелидзе (1978) выделяют четыре тектонические зоны: Казбегско-Лагодехскую, Местийско-Тянетскую, Чхалтинско-Лаллинскую и Гагрско-Джавскую. Последняя, по представлениям И.Р.Кахадзе (1947), является частью Закавказского срединного массива (Грузинской глыбы), припаянной к нему в результате батской фазы складчатости. Более поздние наблюдения И.П.Гамкрелидзе (1969) привели его к выводу, что эта зона представляет собой северную периферию Закавказского срединного массива, вовлеченную в ранней юре в погружение геосинклинали Южного склона. Следовательно, она заложилась на Закавказском срединном массиве в результате регенерации геосинклинального режима, отмечаемой в более широком масштабе на южной периферии этого массива в юре и, особенно в позднем мелу (Сомхито-Кафанская зона), когда возник протяженный вулканоплутонический пояс, далеко выходящий за пределы Кавказа (Твалчрелидзе, 1977). В отличие от дифференцированных рудоносных верхнебайосских и верхнемеловых вулканитов Сомхито-Кафанской зоны Малого Кавказа на северной периферии Закавказского срединного массива образовалась мощная толща недифференцированных вулканогенных пород (порфиритовая свита байоса), практически стерильная на рудную минерализацию. Современное строение Гагрско-Джавской зоны довольно сложное. По характеру тектонического строения и набору геологических формаций в ней выделяется подзона порфиритовой юры с мощными вулканогенными образованиями байоса, слагающими основную часть зоны. В крайне западной части территории Грузии отмечается восточное окончание Адлерской наложенной депрессии, сложенной в основном палеогеновыми и частично меловыми карбонатными отложениями, а к востоку от нее выделяется Абхазская подзона верхнеюрских и меловых известняков и доломитов, прослеживающаяся до среднего течения р.Бзыбь. В южной части Гагрско-Джавской зоны в виде узкой полосы фиксируется Амзара-Мухурская подзона краевых дислокаций, сложенная

сравнительно маломощными карбонатными и терригенными образованиями мела и палеогена.

Что касается Казбегско-Лагодехской и Чхалтинско-Лаилинской зон, слагающих северную часть Южного склона Большого Кавказа, то до верхней юры они развивались как единый геосинклинальный бассейн, который испытал складчатость в результате батской орофазы. В постбатское время заложившийся флишевый трог разделил складчатую систему Южного склона, соответственно, на две вышеотмеченные зоны. В современной структуре Южного склона Большого Кавказа они представляют собой южные крылья двух крупных антиклинорий, на значительном пространстве перекрытые надвигом Главного хребта. В пределах Сванети обнажается ядро Сванетской антиклинорной структуры, сложенной силурийскими (?), девонскими, верхнепалеозойскими и триасовыми интенсивно дислоцированными и метаморфизованными геосинклинальными образованиями дизской серии. Сложное строение Казбегско-Лагодехской и Чхалтинско-Лаилинской зон обусловлено как интенсивной альпинотипной линейной складчатостью нижнеюрских песчано-сланцевых отложений, так и наличием локальных синклинальных структур, фиксируемых выходами среднеюрских образований (талахианская и порфиритовая свиты).

Помимо нижнеюрских сланцевых толщ, слагающих в основном северную периферию Южного склона Большого Кавказа, в его строении принимают участие мощные верхнеюрско-нижнемеловые флишевые осадки, слагающие восточный (Местийско-Тланетский) и западный (Новороссийский) флишевые синклинории. Они представляют собой глубокие прогибы, унаследованные от нижнеюрского окраинного моря, не испытавшие окончательную консолидацию в процессе батской складчатости. Одновременно большая часть зоны Южного склона в средней юре была сжата в складки, а местами, преимущественно в ядрах локальных антиклиналей, интродуцирована массивами габбро-гранодиоритового состава. Последующее осадконакопление здесь осуществлялось в эпиплатформенных условиях, что подтверждается соответствующей фациальной принадлежностью меловых известняков (рис. I).

От антиклинория Главного хребта, как уже отмечалось, зона Южного склона отделяется линией Главного надвига. Некоторые исследователи склонны рассматривать этот глубинный разлом в качестве нарушения первого порядка и относить его к категории зоны Бенюфа. Длительность развития разлома определяется приуроченностью к нему разновозрастных магматических образований: юрских диабазов и гранитоидов, а также неогеновых малых интрузий.

Слагающие зону Южного склона метаморфизованные аргиллитогенные осадки отчасти палеозойского, а преимущественно ранне-сред-

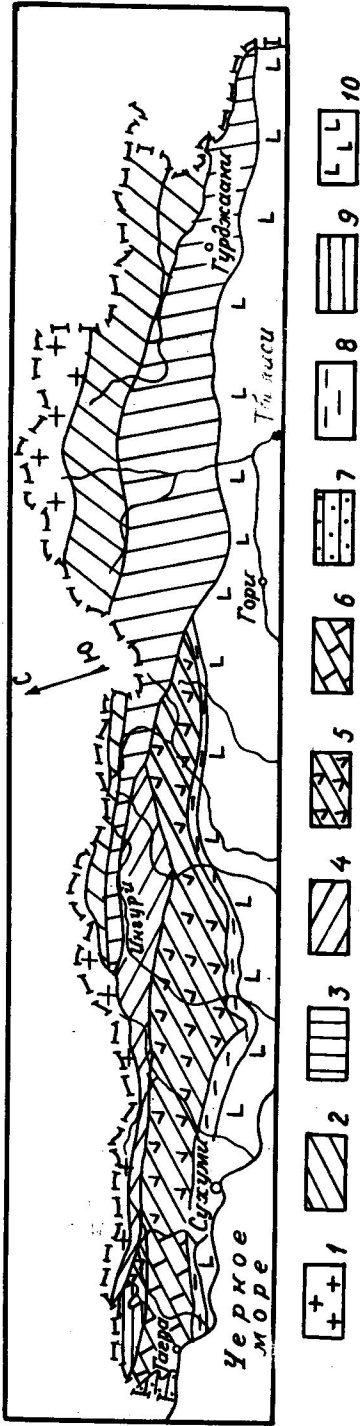


Рис. 1. Тектоническое районирование складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.  
 1 - Антиклинорий Главного хребта; 2 - Казбега-Лагодехская зона; 3 - Местийско-Тянетская флишевая зона; 4 - Чхалгинско-Дарлингская зона; 5 - подзона порфировой кряи Гагрско-Джавской зоны; 6 - Абхазская подзона верхнеюрских и меловых известняков и доломитов Гагрско-Джавской зоны; 7 - Адлерская наложенная депрессия; 8 - Амзара-Мухурская подзона краевых дислокаций; 9 - зона западного флишевого синклинория; 10 - Закавказский срединный массив.

неюрского возраста, интенсивно дислоцированы. Они образуют опрокинутые к югу, сжатые изоклинальные складки, нарушенные разрывами. В нижних частях их разреза местами наблюдается плейчатость и частичная перекристаллизация пород до степени филлитов и мраморов (дизская свита в Сванети). В западном направлении зона Южного склона резко суживается и выклинивается, между перекрывающими ее взбросо-надвигами.

В соответствии с современными представлениями (Адамия, 1977; Твалчрелидзе, Джанелидзе, 1982 и др.) зона Южного склона возникла в ранней юре в результате деструкции континентальной коры и возникновения бассейна типа краевого моря, подстилаемого вновь образованной океанической корой. Свидетельством этого служит антидромное развитие геосинклинального вулканизма в данной зоне. Так, в синемюре здесь находят развитие кислые вулканы типа кварцпорфиров, которые в плинсбахе сменяются океаническими толеитовыми базальтами. Существование малого океанического бассейна Южного склона было кратковременным — уже в батском веке он замкнулся и сиалическая оболочка была залечена молодой (юрской) континентальной корой. Как будет видно ниже, этот деструктивный эпизод в развитии континентальной коры Большого Кавказа в металлогеническом отношении оказался весьма продуктивным.

Зона Южного склона и входящие в ее состав подзоны имеют линейную ориентацию общекавказского направления. Однако в их тектоническом строении важную роль играют и поперечные структуры, из которых по масштабам наиболее значительной является Транскавказское поперечное поднятие, фиксируемое в центральной части Южного склона Большого Кавказа в пределах Сванети, Рачи и Юго-Осети.

Согласно существующей схеме металлогенического районирования (Твалчрелидзе, 1961; Металлогенический очерк Кавказа, 1978), на территории Кавказа выделяются две крупные структурно-металлогенические единицы — металлогенические провинции Большого и Малого Кавказа. В свою очередь они расчленяются на ряд металлогенических единиц более низкого порядка.

Структурно-металлогенические зоны и подзоны, слагающие Южный склон Большого Кавказа, характеризуются специфическим набором эндогенных месторождений и рудопроявлений определенных формационных типов и в основном совпадают с выделяемыми в рассматриваемом регионе геотектоническими единицами.

Г.А.Твалчрелидзе (1961) в пределах Южного склона Большого Кавказа выделяет северную часть, сложенную геосинклинальными отложениями палеозоя и мезозоя, содержащую медно-пирротиновые и редкометалльные рудные образования и Гагрско-Джавскую (Сухумско-Джавскую

по старой номенклатуре) зону, сложенную терригенными и вулканогенными геосинклинальными образованиями, с развитыми в ней баритовыми и свинцово-цинковыми месторождениями.

Более подробное расчленение структурно-металлогенической зоны Южного склона Большого Кавказа приводится в работе В.В.Панцулая (1976). По его данным в северной части зоны преимущественным развитием пользуются медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления, сложенные массивными и жильными рудными телами пирит-пирротин-халькопиритового состава, местами с наложенной свинцово-цинковой минерализацией. При этом в западной ее части развиты и монометалльные ртутные месторождения и рудопроявления.

Специфическими чертами в металлогеническом отношении обладают рудные районы Сванети и Горной Рачи, вовлеченные в поднятие Транскавказской поперечной структуры. Помимо медно-пирротиновых и монометалльных ртутных оруденений здесь развиты мышьяковые (арсенопиритовые), молибденовые, вольфрамовые, сурьмяные, сложные сурьмяно-вольфрамовые и ртутно-мышьяковые месторождения и рудопроявления.

Флишевые синклиории, Адлерская наложенная депрессия и Амзра-Мухурская площадь краевых дислокаций стерильны в отношении оруденения, лишь в западной части восточного флишевого синклиория развиты мышьяковые (реальгар-аурипигментовые) месторождения и рудопроявления (Горная Рача).

В Гагрско-Джавской зоне развиты главным образом свинцово-цинковые и баритовые месторождения, которые Г.А.Твалчрелидзе (1961) выделял в качестве "Барит-полиметаллического пояса Южного склона Большого Кавказа". В западной части пояса на территории Абхазии среди верхнеюрских и меловых известняков и доломитов развиты в основном месторождения и рудопроявления стратиформной свинцово-цинковой и барит-кальцитовой формаций. Территория, сложенная порфиритовой кррой характеризуется свинцово-цинковыми и баритовыми месторождениями преимущественно жильного типа. Здесь незначительным распространением пользуются мелкие рудопроявления ртути.

## ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУД ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

### Медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления

Медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления Южного склона Большого Кавказа расположены в северной, приразломной ее

части. Они образуют узкую (2–10 км) рудоносную полосу в сланцево-песчанистых отложениях нижней юры, вытянутую в общекавказском направлении и прослеживающуюся от р. Мзымта на западе до р. Агри-чай на востоке. Эта рудоносная полоса выделена Г.А. Твалчрелидзе (1961) под названием медно-пирротинового пояса Южного склона Большого Кавказа.

Месторождения и рудопроявления представлены рудными жилами, брекчированными зонами с прожилково-сетчатой минерализацией и стратиформными залежами колчеданного типа преимущественно пирит-пирротин-халькопиритового состава. Местами оруденения жильного и прожилково-сетчатого типа пространственно ассоциируют с развитыми в глинистых сланцах дайками и штоками диабазов, диабаз-порфиритов и габбро-диабазов. Спорадически мелкие проявления медно-пирротиновой минерализации прожилково-вкрапленного типа встречаются в древних породах кристаллического ядра и в вулканогенных образованиях порфиритовой свиты байоса.

В пределах Грузии медно-пирротиновый пояс Южного склона Большого Кавказа представлен тремя вытянутыми в субширотном направлении, кулисообразно расположенными рудоносными зонами: Абхазской, Свано-Рачинской и Кахетинской. Последняя представляет собой западную часть Артана-Белоканской рудоносной зоны, продолжающейся на территории Азербайджана.

Абхазская зона медно-пирротинового пояса Южного склона Большого Кавказа прослеживается с перерывами от истоков р. Белая на западе до водораздельного хребта между рр. Гвандра и Сакени на востоке.

Медно-пирротиновые оруденения приурочены здесь к двум взаимно параллельным системам разломов, линейно вытянутым в общекавказском направлении и образуют две оруденелые зоны – северную и южную, отличающиеся по типу и масштабу рудной минерализации.

Северная рудная зона представлена полосой раздробленных глинистых сланцев и песчаников мощностью до 100 м, которые цементируются прожилками пирит-пирротин-халькопиритового состава, местами с галенитом и сфалеритом. Южная рудная зона, прослеживающаяся с перерывами, представлена залежами массивных серноколчеданных руд, местами с наложенной пирротин-халькопирит-галенит-сфалеритовой минерализацией.

В Абхазской зоне медно-пирротиновых оруденений наиболее значительными являются рудопроявления Адангейского рудного поля (Шхапзия, Шхапарт и Башкацара) и рудопроявление Твибрасери.

Адангейское рудное поле расположено в верховьях р. Бзыбь. Оно сложено нижнеюрскими сланцево-песчанистыми отложениями, в

которых выделяются трансгрессивные олигомиктово-кварцевые песчаники с прослоями конгломератов, гравелитов и глинистых сланцев с пластовыми жилами уралит-лабрадоровых диабазов (лашипсинская свита, синемор-плинсбах), согласно сменяющихся вверх по разрезу вулканогенными породами — лавокластолитами и лавами кварц-кератофирового состава, туфами и мелкообломочными туфобрекчиями спилитовых порфиритов (авадхарская свита, плинсбах-домер). Отмеченные отложения обнажаются в пределах рудного поля фрагментарно в восточной его части.

Вулканогенные отложения выше по разрезу согласно сменяются однородными аспидно-глинистыми сланцами с редкими прослоями пелитистых алевролитов (ацгарская свита, домер-нижний тоар). В нижней части она содержит многочисленные пластовые жилы уралит-лабрадоровых диабазов различной мощности. Над аспидно-глинистыми сланцами согласно залегают глинисто-песчаные отложения, разделяющиеся на две толщи: нижнюю — глинисто-сланцевую с конкрециями пирита и верхнюю — песчано-сланцевую, к кровле которой увеличивается роль песчаников (ахейская свита, тоар).

В западной части рудного поля в ущельях правых притоков р. Бзыбь, в низах ахейской свиты отмечаются выходы эффузивной фации пород спилит-диабазовой формации, представленные маломощными прослоями микролитовых диабазовых витрофиритов, шаровых лав витрофиритов и гиалокластитов; цементом для шаровых лав местами служит глинистая масса, в которой отмечаются прожилки кварц-хлорит-карбонатного состава с вкраплениями пирита.

Ахейская свита выше по разрезу согласно сменяется однородными глинистыми сланцами и сланцевыми аргиллитами ааленского возраста (анчхойская свита), которая в свою очередь постепенно переходит в вулканогенные породы верхнеааленского и байосского возрастов.

В северной части рудного поля на сочленении кристаллического ядра Большого Кавказа с зоной Южного склона отмечается вытянутый в широтном направлении Бзыбский интрузив батского возраста, сложенный роговообманковыми габбро, диоритовыми порфиритами, гранитоидами, дайками аплитов, диабазов и порфиритов.

Глинисто-сланцевые и песчано-сланцевые отложения в пределах Адангейского рудного поля смяты в узкую моноклиналиную складку, северное крыло которой перекрыто Главным надвигом. В них развиты три типа рудных тел: массивные стратиформные серноколчеданные залежи, стратиформное колчеданно-медно-пирротин-полиметаллическое оруденение и меднопирротин-полиметаллическая прожилково-вкрапленная минерализация штокверкового типа.



Стратиформное серноколчеданное оруденение приурочено к границе глинисто-сланцевой (подрудной) и песчано-сланцевой (надрудной) толщ ахейской свиты тоарского возраста и расположено на 100-150 м выше кровли выходов эффузивной фации пород спилит-диабазовой формации. Проявления серноколчеданной минерализации, зафиксированные на участках Шахпзия, Шахпарт и Башкацара Алангейского рудного поля локализованы в сравнительно узком интервале разреза и характеризуются малым вертикальным диапазоном распространения.

Вулканогенные породы и глинисто-сланцевые отложения ниже ахейской подсвиты, подстилающие массивные залежи серноколчеданных руд обогащены дисульфидами железа. В вулканитах фиксируются прожилковые обособления пирита, заполняющие контракционные трещины, приуроченные к зальбандам покровов. Часто встречаются каймы, окружающие зоны закалок шаровых и обломочно-шаровых лавовых тел. Прожилки и вкрапленники пирита отмечаются также в глинисто-алевроитовой массе, в которую погружены обломки вулканических пород. Пиритовая прожилково-вкрапленная минерализация не выходит за пределы вулканогенного горизонта (Беридзе, Буадзе, 1977).

В надвулканогенной нижеахейской свите дисульфиды железа образуют конкреции и мелкие прослойки в глинисто-терригенных отложениях. Количество и размеры пиритовых конкреций постепенно нарастают вверх, к подошве массивной колчеданной залежи, где ассоциируют с пиритовыми прослоями в глинистых сланцах. Размеры пиритовых конкреций в подрудной толще местами достигают 20-30 см в поперечнике.

Стратиформное серноколчеданное оруденение, завершающее разрез пиритосных отложений, в пределах Алангейского рудного поля представлены тремя морфологическими разновидностями: согласными линзообразными залежами, достигающими местами мощности 10-12 м, прослоями сплошных пиритовых руд, мощностью от нескольких до 10-15 см (общая мощность насыщенного пиритовыми прослоями горизонта достигает 15-20 м) и брекчиевидными серноколчеданными рудами (рудокластами). Последние наиболее широко развиты в восточной части рудного поля на рудопроявлении Башкацара.

Сплошные залежи серноколчеданных руд характеризуются неоднородным строением. Массивные руды нередко переходят в густовкрапленные участки пирита во вмещающих глинисто-сланцевых отложениях. Часто наблюдаются внутрирудные прослои вмещающих пород. В рудных телах широко развиты слоистые, колломорфно-зональные, почковидные, массивные и брекчиевые текстуры. Сплошные серноколчеданные руды местами интенсивно блокированы, будинированы, а в некоторых местах интенсивно раздроблены. Будины серноколчеданных руд ориенти-

рованы параллельно сланцеватости вмещающих пород; последние обычно обтекают тела будинированных серноколчеданных руд.

Пиритовые прослои, согласно залегающие в аргиллитах, полосчатых алевролитах и песчаниках, в пределах рудного поля не имеют повсеместного распространения. Они фиксируются фрагментарно, главным образом в центральной части рудного поля, местами образуя ритмическое переслаивание с вмещающими породами (рудный флиш). По данным Т.Э.Кердзая, проводившего детальное минералогическое и текстурно-структурное картирование рудных тел Адангейского рудного поля, лежащие контакты пиритовых прослоев обычно четкие и ровные, а в висячих контактах наблюдается постепенный переход от массивного пирита к густовкрапленному во вмещающей породе. В висячих контактах слоистых руд отмечаются ржи течения, текстуры взмучивания, носящие следы течения.

Слоистые серноколчеданные руды часто пересекаются системой трещин различного направления. Отдельные блоки пород с прослоями пирита смещены на малую амплитуду по отношению друг к другу. Брекчиевидные серноколчеданные руды развиты преимущественно в кровле сплошных серноколчеданных залежей, реже сменяя их по простиранию и падению. Они представлены угловатыми и овальными обломками массивных тонкозернистых пиритов, расположенных в массе аргиллитовых пород. В массивных аргиллитах, содержащих обломки серноколчеданных руд, следы дробления не заметны (рис.2).

Взаимоотношения описанных трех типов серноколчеданных руд иллюстрируются разрезом штольни № 46 на участке Шапарт. Здесь в подошве рудоносного интервала в плотных аргиллитах располагается массивное серноколчеданное тело мощностью до 2 м. Лежащий бок рудного тела четкий, в кровле же массивное тело постепенно сменяется брекчиевыми серноколчеданными рудами. Выше по разрезу они замещаются пачкой плотных аргиллитов, с прослоями серного колчедана (рис.3).

Серноколчеданные руды характеризуются простым минералогическим составом. Рудослагающие минералы представлены преимущественно пиритом с примесью мельниковита, кварца, реже халькопирита. Пирит образует густые вкрапления и сплошные выделения в виде кристаллов изометрической формы. Нередко мелкие зерна, идиоморфные кристаллы, обломки и их скопления взвешены в аргиллитовой массе. Повсеместно встречаются дендритовые, хлопьевидные и округлые выделения пирит-мельниковитового состава, местами обладающие колломорфным строением. В рудных прослоях В.И.Буадзе (Беридзе, Буадзе, 1977) наблюдал шарообразные пиритные обособления, центральные части которых представлены пиритом, а периферические – пиритовыми глобулами,

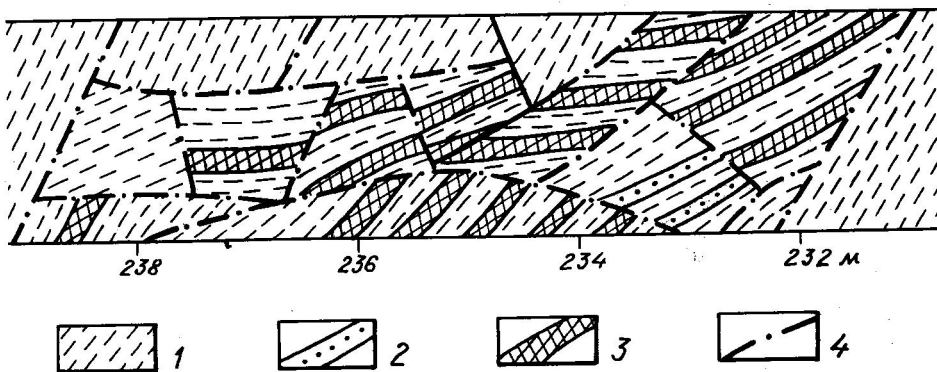


Рис.2. Схематическая зарисовка правой стенки штольни № 22 в интервале 232-240 м. Рудопроявление Шхапарт.  
 1 - глинистые сланцы; 2 - прослои песчаников и алевролитов; 3 - Пиритовые прослои; 4 - Разрывные нарушения.

иногда погруженными в халькопиритовую массу. Кварц в массивных серноколчеданных рудах обычно заполняет межзерновые пространства пирита. Иногда в массивных рудах наблюдается чередование пиритовых и кварц-пиритовых зон.

Колчеданно-медно-пирротин-полиметаллическое стратиформное оруденение Адангейского рудного поля представлено массивными пирит-пирротинowymi рудами. Они образуют линзообразные рудные тела,

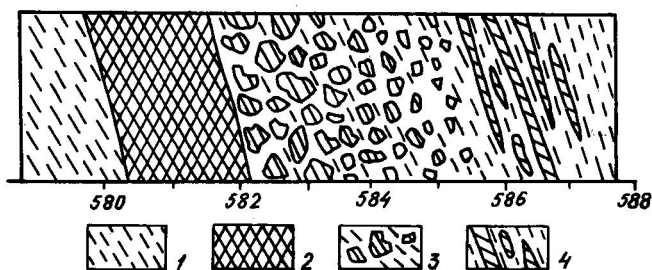


Рис.3. Взаимоотношения массивных, брекчиевы и слоистых серноколчеданных руд в штольне № 46. Схематическая зарисовка левой стенки. Интервал 580-588 м.  
 1 - плотные аргиллиты; 2 - массивная серноколчеданная руда; 3 - обломки серноколчеданных руд; 4 - аргиллиты с прослоями серноколчеданных руд.

согласно залегающие в глинисто-сланцевых отложениях и приурочены, аналогично серноколчеданным рудам, к песчано-глинистой толще ахейской свиты тоарского возраста. Руды сложены пирротинном, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, кварцем и карбонатами. В

подчиненном количестве встречаются марказит и арсенопирит. В массивных пирит-пирротиновых рудах наряду с широко распространенными процессами дисульфидизации пирротина, протекающими на заключительных стадиях рудообразовательного процесса отмечается замещение и интенсивная коррозия раннего пирита (по-видимому, сингенетического пирротином; в сплошных пирротиновых рудах повсеместно встречаются колломорфные стяжения пирита, замещающиеся пирротином (рис.4).

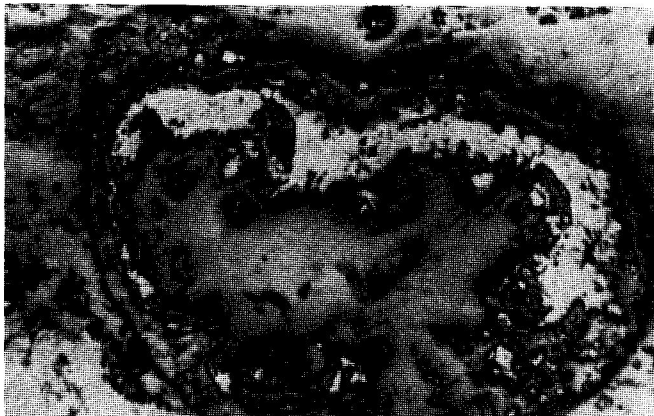


Рис.4. Колломорфные стяжения пирита (светлые), замещающиеся пирротином (серое). Темно-серые выделения в центре - сфалерит. Полированный шлиф. Ув. 50. Снято в одном николе.

По мнению большинства исследователей Адангейского рудного поля (Беридзе, Буадзе, 1977; Буадзе, Кердзая и др., 1978; Генезис стратиформных ... 1981; Отхмезури, 1976; Твалчрелидзе, 1974; Твалчрелидзе, Ярошевич и др., 1976) образование стратиформных пирит-халькопирит-пирротин-полиметаллических оруденений обусловлено трансформацией массивных залежей серноколчеданных руд. В трансформированных участках пирротин-халькопирит-полиметаллические руды наследуют как первичные (слоистые, колломорфнозональные, почковидные, глобулярные), так и метаморфогенные (очково-сланцевые, микробудинажные, брекчиевые) текстуры первоначальных серноколчеданных руд. Одновременно устанавливается слабый метаморфизм минералов пирротин-халькопирит-полиметаллических руд, что дает основание считать образование наложенной медно-пирротинполиметаллической минерализации в условиях опережающего метаморфизма серноколчеданных руд.

Третий тип оруденения - медно-пирротин-полиметаллическая прожилково-вкрапленная минерализация штокверкового типа развит

севернее выходов стратиформных руд, в принадвиговой части Адангейского рудного поля. Зона вкрапленно-прожилковой минерализации ограничена двумя тектоническими нарушениями, субпараллельными "Главному надвигу", местами же непосредственно примыкает к последнему. Оруденение представлено пирит-халькопиритовым и кварц-карбонат-пирит-халькопиритовыми (местами с пирротином, сфалеритом, реже галенитом) прожилками в окварцованных и ороговикованных глинистых сланцах, песчаниках и диабазах. Местами взаимопересекающиеся прожилки сгущаются, руды приобретают прожилково-сетчатый облик. Отмеченное явление наблюдается преимущественно в пластах песчаников, что объясняется высокой эффективной пористостью и повышенной трещиноватостью последних по сравнению с глинистыми сланцами. Следует отметить, что рудные прожилки в глинистых сланцах повсеместно секут кливаж. В участках интенсивного дробления наблюдаются обломки глинистых сланцев различной ориентации, сцементированные рудой (рис. 5).



Рис. 5. Обломки ороговикованных глинистых сланцев (черное) с разноориентированными плоскостями кливажа, сцементированные халькопирит-пирротинным агрегатом (серое). 1/3 натур. величины

Прожилковые и прожилково-сетчатые руды сложены кварцем, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, карбонатами, сфалеритом и галенитом. В малом количестве присутствует пирротин (в восточной части рудного поля — на рудопроявлении Башкацара); весьма ограниченным распространением пользуются в рудах мельчайшие вкрапления кобальтина, линнеита, самородного золота и ряда редких, труднодиагностируемых минера-

лов, среди которых Д.Д.Павленишвили (1977) определены галеновисмутит, линдстремит и теллурид из группы верлит-оруетита.

Рудопроявление Твибрасери расположено в восточной части Абхазской зоны медно-пирротиновых оруденений в верховьях р.Твибрасери — правого притока р.Кодори. Между Адангейским рудным полем и Твибрасерским рудопроявлением по ущ.р.Чхалта, прослеживается прерывистая

полоса выходов элких рудопроявлений медно-пирротинового состава: Чегали, Реква, Сибиста, Шоудиди, Хецквара и др.

Рудопроявление Твибрашери приурочено к двум крупным тектоническим нарушениям, параллельным Главному надвигу - Птишскому и Халтинскому разломам, фиксирующимся в песчано-сланцевых отложениях, слагающих крупную синклинальную складку. Собственно на Твибрашерском и граничащих с ним мелких рудопроявлениях, аналогично Адангейскому рудному полю, выделяются две рудоносные зоны - северная и южная.

Рудные тела Твибрашерского рудопроявления представлены тремя морфологическими типами: 1) линзообразными рудными телами в перегибах зон дробления, 2) штокверковыми рудными телами в зонах дробления и интенсивного рассланцевания и 3) жильными, гнездовыми и вкрапленными рудными телами в зонах повышенной трещиноватости на контактах диабазов с глинистыми сланцами. Мощность рудных жил не превышает 20 см, а отдельных прожилков в прожилково-сетчатых рудах штокверкового типа варьирует в пределах 1-3 см.

Минеральный состав руд Твибрашерского рудопроявления достаточно однообразен. Рудные минералы представлены в основном пирротинном, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, мельниковит-марказитом и мельниковит-пиритом, редко встречаются марказит и галенит. Из жильных минералов преимущественным развитием пользуются кварц, кальцит и реже сидерит-анкерит.

Медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления Свано-Рачинской рудоносной зоны также локализируются в глинисто-сланцевых отложениях нижней юры. Располагаются они в верховьях бассейнов рр. Ингури, Цхенисцкали и Риони и прослеживаются с перерывами от истоков р. Долра до Мамисонского перевала.

В Сванети, в верховьях р. Ингури, развиты мелкие проявления медно-пирротиновых руд (Гули, Ушгули), а в верховьях бассейна р. Цхенисцкали отмечается рудопроявление Зесхо. В пределах Верхней Рачи медно-пирротиновые оруденения сконцентрированы в ущелье левых притоков р. Риони - Чвешура и Зопхитура (Чвешурская и Зопхитская группы медно-пирротиновых рудопроявлений).

Нижнеюрские отложения в полосе развития медно-пирротиновых оруденений Рачи и Сванети представлены чередованием глинистых сланцев, алевролитов (частично и альбитизированных пирокластолитов), в нижней части которых выделяются базальные образования, сложенные конгломератами, гравелитами и грубозернистыми кварцитоидными песчаниками. Они включают многочисленные секущие и пластонные тела диабазов, диабазовых порфиритов, дацитов и альбитофиров.

Глинисто-сланцевые отложения сжаты в линейно-вытянутые опро-

кинутые на юг изоклинальные крупные складки, сопровождающиеся разрывами – Главным надвигом, ограничивающим с севера отложения лейаса и рядом чешуйчатых нарушений более низкого порядка.

Рудные тела медно-пирротиновых проявлений Свано-Рачинской рудоносной зоны представлены жилами, линзами и гнездами массивной, брекчиевой и прожилково-вкрапленной руды пирит-пирротин-халькопиритового (местами со сфалеритом и галенитом) состава и зонами дробления и гидротермального изменения с прожилково-вкрапленной минерализацией аналогичного состава.

Среди медно-пирротиновых проявлений Сванети наиболее перспективным является рудопроявление Зесхо, расположенное в верховьях бассейна р.Цхенисцкали – на участке слияния рр.Зесхо и Тотельдаш. Рудное поле сложено глинисто-сланцевыми отложениями нижней кры, сильно смятыми и нарушенными оползневыми явлениями. В ущ.рр.Зесхо и Тотельдаш отмечаются валуны и глыбы массивной медно-пирротиновой руды, достигающие 2 м в поперечнике, оторванные от коренных выходов оползнями.

Проведенными за последнее время геофизическими и геологоразведочными работами (шт. №4) выявлена согласная залежь серноколчеданных руд мощностью 25 м. Однако ее коренное залегание вызывает сомнение. Рудное тело с падением на СЗ  $350^{\circ}$  под углом  $45-50^{\circ}$  залегает в глинисто-сланцевых отложениях плинсбаха, представленных чередованием компактных и тонкорассланцованных рыхлых глинистых сланцев, местами переслаивающихся с редкими маломощными пропластками песчаников. Тонкорассланцованные глинистые сланцы в большом количестве содержат разноориентированные маломощные прожилки и мелкие гнезда кварца с редкими вкраплениями пирита, количество последних постепенно увеличивается по направлению к лежащему боку рудного тела и достигает максимума в непосредственном контакте с последним. Лежащий контакт рудного тела с глинисто-сланцевыми отложениями резкий – тектонический. В нижней своей части рудное тело представлено оруденением брекчиевого типа мощностью 10–12 м и сложено раздробленными, окварцованными и пиритизированными глинистыми сланцами, глыбами массивного пирротина размерами от нескольких десятков см до одного метра и обломками глинистых сланцев с кварц-пиритовыми прожилками.

На брекчиевую руду с тектоническим контактом налегает массивное серноколчеданное тело мощностью до 2 м, представленное в основном дисульфидами железа. Выше по разрезу массивная залежь серного колчедана постепенно переходит в зону глинистых сланцев с прожилковым и прожилково-сетчатым кварц-пиритовым оруденением. Первостепенной задачей геолого-разведочных работ служит выявление

промышленных рудных тел в коренном залегании.

Медно-пирротиновые оруденения Верхней Рачи представлены рудопроявлениями Девруша, Ували (ущ.р.Зопхитура), Чхорнали, Мзиури, Коднарула, Дидвели и др. (ущ.р.Чвешура).

Характерной особенностью верхнерачинских медно-пирротиновых проявлений является пространственная приуроченность последних к дайкам диабазов, порфиритов, габбро-диабазов и к штокообразным телам альбитовых порфиритов. Рудные тела представлены преимущественно маломощными (0,1-2 м) жилами и линзами, залегающими в диабазовых дайках или в глинистых сланцах, в непосредственной близости от диабазов. Рудные жилы, залегающие в диабазовых дайках, в свою очередь пересекаются альбитофировыми жилами и местами смещаются вдоль последних (рис.6).

Рудные жилы и линзы сложены в основном кварцем и реже карбонатами, которые содержат вкрапления и гнезда пирротина, пирита, халькопирита, сфалерита и галенита, а местами сложены массивной колчеданной рудой с преобладанием пирита и пирротина. Количественные соотношения рудных минералов в жилах и линзах различных рудопроявлений варьируют в широких пределах. При общем преобладании минералов пирит-пирротин-халькопиритовой ассоциации изредка встречаются руды, в которых галенит-сфалеритовая ассоциация присутствует в равном с халькопиритом количестве (рудопроявление Дидвели) или же преобладает (рудо-

проявление Давруша, приуроченное к штокообразному телу альбитового порфирита). Отмеченные рудопроявления являются, по-видимому, переходными от типично медно-пирротиновых к полиметаллическим.

Помимо жильных и линзообразных рудных тел в медно-пирротиновых проявлениях Верхней Рачи отмечается оруденение прожилково-сетчатого типа, представленное зонами раздробленных глинистых сланцев и диабазов, сцементированных кварцем и карбонатом с

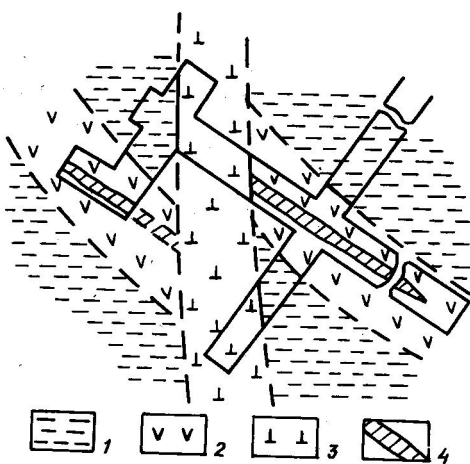


Рис.6. Пересечение альбитофировой жильной дайки диабазы с медно-пирротиновым оруденением (погоризонтный план штольни №14 участка Чхорнали).

1 - глинистые сланцы;  
2 - диабазы; 3 - альбитофиры;  
4 - рудные жилы.



вкраплениями и прожилками галенита, сфалерита, халькопирита, пирротина и пирита.

Медно-пирротиновые рудные проявления Верхней Рачи по вещественному составу и геологическим условиям нахождения в основном однотипны, хотя некоторые из рудопроявлений и обладают специфическими особенностями. Так, например, в рудах проявления Ували содержится повышенное количество кобальта, обусловленное присутствием в них кобальтовых минералов — кобальтина и линнеита; особенностью рудопроявления Мзиури является интенсивный метаморфизм руд, обусловленный, по-видимому, локальными тектоническими подвижками.

Медно-пирротиновые руды Свано-Рачинской зоны, помимо основных рудослагающих минералов — пирротина, халькопирита, пирита, кварца — в малом количестве содержат: сфалерит, галенит, карбонаты, марказит, мельниковит-марказит и в ничтожном количестве в виде единичных микроскопических зерен — арсенопирит, линнеит, кобальтин, магнетит, пентландит.

С востока к Свано-Рачинской рудоносной зоне примыкает Юго-Осетинский рудный район, характеризующийся преимущественным развитием барит-полиметаллического оруденения, определяющего его металлогенический облик, но содержащий и мелкие проявления медно-пирротиновых руд (Раро, Мугута, Меписадгеми, Верхний Теделети и др.), отличающиеся по геологическим условиям нахождения от аналогичных рудопроявлений, развитых в северной части зоны Южного склона.

Район развития медно-пирротиновых рудопроявлений сложен песчано-сланцевыми отложениями аалена и вулканогенами порфиритовой свиты байоса, которые перекрываются карбонатными осадками вдоль флишевого надвига. Проявления медно-пирротиновых руд приурочены к сланцево-песчанистым отложениям и породам порфиритовой свиты байоса, тяготея преимущественно к зонам разломов, вдоль которых вмещающие породы смяты и интенсивно раздроблены.

Оруденение представлено в основном катаклазитами (рудокластами) массивных пирит-пирротин-халькопиритовых руд, залегающих в виде глыб округлой и угловатой формы непосредственно в зонах разрывных нарушений в породах нижней и средней юры. Совместно с рудными катаклазитами здесь отмечаются глыбы слабо оруденелых и безрудных порфиритов, песчаников и песчано-глинистых сланцев. Размеры рудных обломков и глыб варьируют от нескольких см до I-I,5 м. В зонах разломов рудокласты и обломки вмещающих пород распределены без видимой закономерности.

Согласно И.Н.Ситковскому, рудные катаклазиты образовались избирательным замещением глыб известняков и известковистых песча-

ников, залегающих в байосских туфогенных породах. По мнению И.Р. Кахадзе и К.Л.Габуния, рудные глыбы были вывлочены в верхние горизонты вдоль разломов из залежей медно-пирротиновых руд. В.Р.Надирадзе, Б.А.Алибегашвили и др. (Надирадзе и др., 1976; Надирадзе, 1981) предполагают, что рудные блоки катаклазитов эксплозированы вулканическими явлениями из залегающего на глубине месторождения совместно с глыбово-обломочным материалом вулканогенных пород.

Рудные катаклазиты сложены массивными рудами пирит-пирротин-халькопиритового состава с примесью сфалерита. Состав руд закономерно меняется от существенно халькопиритовых до пирит-пирротиновых с промежуточным типом руды, где пирротин и халькопирит находятся примерно в равных количествах. Помимо массивных катаклазитов встречаются обломки оруденелых песчанистых сланцев и порфиров с прожилковой и прожилково-сетчатой минерализацией пирит-халькопиритового состава.

Рудные катаклазиты сложены типичной минеральной ассоциацией, характерной для медно-пирротиновых руд: пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, марказитом, карбонатами, кварцем и вторичными минералами железа и меди.

Кахетинская (Зааалазанская) зона медно-пирротиновых оруденений занимает территорию Горной Кахети и охватывает восточную часть медно-пирротинового пояса Южного склона Большого Кавказа от р.Иори на западе до р.Мазым-Чай на востоке. К востоку Кахетинская рудоносная зона непосредственно переходит в Белоканский рудный район (Азербайджанская ССР) с известными крупными колчеданно-полиметаллическими и медно-пирротиновыми месторождениями Филизчай, Кацдаг и Катех. Северной границей для Кахетинской рудоносной зоны служит водораздельный хребет Большого Кавказа, а южной - флишевый надвиг.

Медно-пирротиновые рудопроявления Горной Кахети в различное время детально были исследованы Г.И.Харашвили (1949,1964), Т.В.Иваницким, Э.И.Кахадзе и др. (1976), В.И.Буадзе, Г.И.Бенидзе и др. (1979), М.П.Пруидзе (1979). Приводимая далее характеристика медно-пирротиновых рудопроявлений базируется, главным образом, на результатах геологических, минералогических и геохимических исследований вышеуказанных авторов. Используются также данные из многочисленных производственно-геологических отчетов различных геологических партий, проводящих съемочные, поисковые и поисково-разведочные работы на рассматриваемой территории.

Медно-пирротиновые рудопроявления Кахети приурочены к терригенным песчано-сланцевым отложениям ниже-среднеюрского возраста.

Они слагают субширотную полосу общекавказского простирания и образуют сложнопостроенную, опрокинутую на юг антиклинальную структуру (Заалазанский антиклинорий), осложненную многочисленными субпараллельными складками более низких порядков и продольными чешуйчатыми взбросо-надвигами.

Разрез нижнеюрских отложений начинается базальной формацией нижнелейасского возраста (сторская свита), представленной конгломератами, аркозовыми песчаниками, глинистыми сланцами, мраморизованными известняками, альбитовыми порфиритами и их пирокластолитами андезитового и андезито-дацитового состава. Они обнажены в ядре Заалазанского антиклинория, в промежутке верховьев рр. Алазани и Стори. На базальную формацию согласно налегает мощная сланцевая свита нижнего-среднего лейаса, сложенная черными глинистыми и глинисто-песчанистыми сланцами с редкими прослоями рассланцованных песчаников. Местами глинисто-сланцевые отложения в значительном количестве содержат пластовые и секущие тела диабазов. Выше по разрезу сланцевая свита сменяется песчано-сланцевой свитой верхнего лейаса-аалена, представленной глинистыми и глинисто-алевритовыми сланцами и песчаниками с постепенным увеличением роли песчаников вверх по разрезу. Для песчано-глинистой свиты характерно широкое развитие конкреционных обособлений пиритового, пирит-сидеритового и сидеритового состава (Буадзе, Бенидзе и др., 1979).

В восходящем разрезе, за ааленскими отложениями следуют терригенно-карбонатные отложения, представленные глинистыми сланцами, рассланцованными мергелями, карбонатными песчаниками и песчанистыми известняками, условно относимыми к средней юре.

Из магматических пород Горной Кахети М.П. Пруидзе (1979) выделяет эффузивы, приуроченные к трем уровням разреза нижне-среднеюрских отложений: к базальной формации (синемюр), представленной альбитовыми порфиритами (спилитами) и их пирокластолитами андезитового и андезит-дацитового состава, к сланцевой свите (верхний плинсбах-нижних домер) и песчано-сланцевым отложениям с конкрециями глинистого сидерита (верхний аален-нижний байос), сложенным шаровыми лавами спилитов и пирокластолитами базальтового и андезит-базальтового состава. Распространенные в районе диабазовые породы — собственно диабазы, диабаз-порфириты, габбро-диабазы и др. — автором рассматриваются как субвулканические аналоги вышеотмеченных групп эффузивов.

Помимо отмеченных магматических образований, в Горной Кахети отмечаются редкие выходы более поздних (батских?) интрузивов кислого состава (Харашвили, 1949; Пруидзе, 1979), представленные плагιοгранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, альбитофи-

рами и др., которые приурочены к полосе развития среднелейасских отложений.

Таким образом, развитие магматизма в лейасе следовало анти-дромно — от кислых вулканитов синемпра к толеитовым базальтам плинсбаха. В дальнейшем, уже в средней юре (по-видимому, в бате) отмечается гомодромная смена основного вулканизма кислым магматизмом.

Кахетинская зона медно-пирротиновых оруденений содержит многочисленные проявления пиритовых, медно-пирротиновых, пирротин-полиметаллических, кварц-халькопиритовых и кварц-кальцит-полиметаллических руд. Они приурочены к присводовой части Заалазанского антиклинория. Оруденения преимущественно локализованы в нижне-среднелейасских глинисто-сланцевых отложениях и контролируются разрывными нарушениями и зонами приразломного брекчирования и рассланцевания. В ряде случаев рудные проявления в виде жил, линз и прожилково-вкрапленной минерализации залегают в контактовой зоне глинистых сланцев и диабазов.

Выделяются два морфологических типа рудных тел медно-пирротиновых проявлений Горной Кахети: 1) вкрапленно-прожилковый (штокверковый), охватывающий значительные участки зон смятия и брекчирования и 2) линзо-жильобразный с массивной сульфидной или кварц-сульфидной рудой, приуроченный также к тектоническим зонам смятия и брекчирования (Иваницкий, Кахадзе и др., 1976). Эти два типа тесно ассоциируют и нередко наблюдаются их взаимопереходы (рис. 7 и 8).

Главными рудными минералами медно-пирротиновых руд Горной Кахети, аналогично проявлениям Абхазской и Свано-Рачинской зон, являются пирротин, пирит, халькопирит, мельниковит-пирит и новый минерал переменного состава — алазанит, определенный в рудах Артанского рудопроявления Т.В.Иваницким, Э.И.Кахадзе и др. (1976). Второстепенные и редкие рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, марказитом, гематитом, кобальтином, линнеитом, пентландитом, кубанитом, валериитом, арсенопиритом, виттихенитом, блеклой рудой, макиновитом, рецбанитом, лелингитом, тетрадимитом, теллуросмугитом, петцитом, калаверитом и самородным золотом. Из жильных минералов широко распространен лишь кварц. В подчиненном количестве в рудах встречаются кальцит, хлорит, сидерит, серицит, альбит, сфен, рутил, лейкоксен, актинолит, эпидот и цоизит.

Ниже приведена сводная характеристика наиболее значительных рудослагающих минералов медно-пирротиновых рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа.

Основным рудослагающим минералом медно-пирротиновых руд

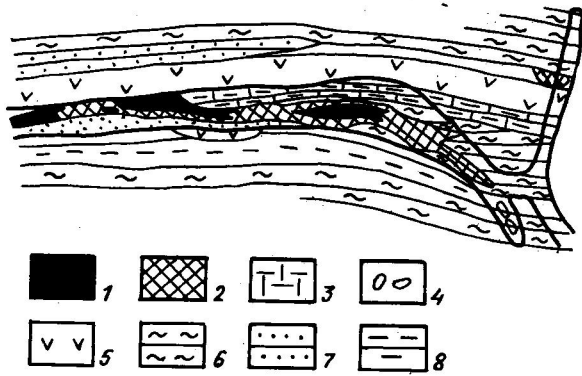


Рис.7. Жильный тип рудного тела. Погоризонтный план жилы "Кузнечная" Артанского рудопроявления (по В.И.Буадзе, Г.М.Бенидзе и др.,1979).  
 1 - массивные руды; 2 - брекчиевые медно-пирротиновые руды; 3 - окварцованные, серицитизированные глинистые сланцы; 4 - линзы кварца с халькопиритом; 5 - лабрадор-пироксеновый диабаз; 6 - алевролитовые сланцы; 7 - кварцевые песчаники; 8 - глинистые сланцы.

Южного склона Большого Кавказа является пирротин. Он принимает участие в сложении массивных руд в жилах, линзах и стратиформных залежах, а также образует прожилки в глинистых сланцах, алевролитах, песчаниках и диабазе. В массивных рудах пирротин по количеству преобладает над остальными рудослагающими минералами и образует сплошные мономинеральные агрегаты, содержащие в малом коли-

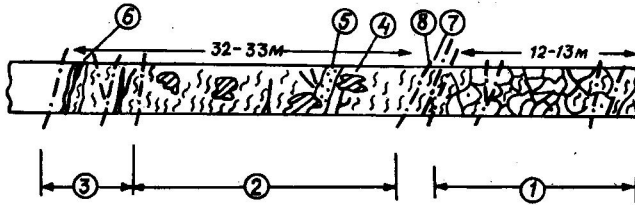


Рис.8. Штокверковый тип рудного тела. Разрез по штольне №60 рудопроявления Гохана (по Т.В.Иванишвили, Э.И.Кахадзе,1976).

1 - зона сильного брекчирования с прожилками кварца и тонкой вкрапленностью сульфидов; 2 - зона смятия с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией с небольшими гнездами кварц-сульфидного состава; 3 - сильно смятая и развальцованная зона с тонкими прожилками пирита и кварца; 4 - кварц-сульфидные гнезда; 5 - вкрапленность пирита и халькопирита; 6 - жилки молочно-белого кварца; 7 - тектоническая глинка; 8 - тектонические плоскости.

честве выделения халькопирита, сфалерита и галенита. В медно-пирротиновых массивных рудах, образовавшихся за счет трансформации серноколчеданной залежи, в зависимости от интенсивности процесса замещения пирротина пиритом, количественные соотношения между ними изменчивы. Помимо сплошных руд, пирротин встречается также в прожилках и прожилково-сетчатых рудах, где в жильном кварце образует ксеноморфные выделения. В редких случаях пирротин представлен в виде мелких вкраплений и гнезд во вмещающих породах.

Агрегаты пирротина сложены более или менее изометрическими, слегка удлинненными зернами размером в среднем 0,1–0,5 мм, изредка достигая 1–2 мм. В метаморфизованных участках руды пирротин выявляет субпараллельную ориентацию удлинненных зерен: характеризуется наличием пластинчатых двойников поперек удлинения отдельных зерен. По данным А.Г.Твалчрелидзе (1978), Т.В.Иваницко и др. (1976), в медно-пирротиновых рудах пирротин в основном гексагональный и лишь в исключительно редких случаях вдоль поздних кварц-пирит-халькопиритовых прожилков наблюдаются пирротины моноклинной сингонии.

Взаимоотношения пирротина с другими рудослагающими минералами указывают на его образование после кристаллизации пирита и до халькопирита, сфалерита и галенита. Пирротин совместно с халькопиритом часто цементирует раздробленные кристаллы раннего пирита и в свою очередь содержит в межзерновых пространствах выделения халькопирита, сфалерита и галенита неправильной формы. В ряде случаев отмечается замещение пирротина халькопиритом и сфалеритом – в них иногда отмечаются параллельно ориентированные округлые включения пирротина.

Наиболее характерным признаком пирротинов рассматриваемых оруденений является процесс их замещения дисульфидами железа. Этот процесс широко распространен в медно-пирротиновых рудах и выражен последовательным развитием вдоль микротрещин и межзерновых пространств пирротина мельниковит-марказита, мельниковит-пирита и пирита. В процессе дисульфидизации за счет пирротина, по Т.В.Иваницкому, Э.И.Кахадзе и др. (1976), образуется также и алазанит. По нашим наблюдениям, дисульфидизация пирротина обусловлена выносом железа из его решетки в конце гипогенного процесса минерализации (Отхмезури, 1969).

Среди дисульфидов железа в медно-пирротиновых рудах наиболее распространен пирит, образующий три разновозрастных выделения. Наиболее ранний из них, принимающий участие в сложении серноколчеданных стратиформных (сингенетических) залежей, был описан выше. В процессе эпигенетической минерализации сформировались две гене-

рации пирита, резко отличающиеся по формам и условиям образования. Ранний пирит представлен крупными, достигающими до нескольких мм кристаллами, образующими скопления как в жильном кварце, так и во вмещающих породах. Агрегаты раннего пирита часто катаклазированы и сцементированы кварцем, халькопиритом и пирротинном. Часто наблюдается интенсивная коррозия и замещение пирита пирротинном — в сплошных выделениях пирротина повсеместно встречаются корродированные, скелетные кристаллы пирита (рис.9). А.Г.Твалчрелидзе (1978) в медно-пирротиновых рудах Абхазии наблюдал также явления перекристаллизации по границам зерен пирита и пирротина. Образование позднего пирита, местами характеризующегося коллоидным строением, как уже отмечалось, связано с процессами дисульфидизации пирротина.



Рис.9. Скелетный кристалл пирита (светлые) корродированный пирротинном (серое). Полированный шлиф. Ув. 100, снято в одном никеле.

Марказит в медно-пирротиновых рудах присутствует в малом количестве в ассоциации как с ранним, так и поздним пиритом.

Халькопирит в рассматриваемых рудах встречается в подчиненном количестве и ассоциирует с пирротинном и сфалеритом. В массивных рудах халькопирит встречается совместно с пирротинном, корродируя его и образуя в нем разветвленные прожилки. В кварц-карбонатных прожилках халькопирит в ассоциации со сфалеритом образует ксеноморфные выделения в межзерновых пространствах кварца и карбоната.

Сфалерит встречается в подчиненном количестве в виде прожилков и выделений неправильной формы в пирите, пирротине и халькопирите, интенсивно корродируя и местами замещая их. Он содержит мел-

кие эмульсионные вкрапления халькопирита и пирротина, образовавшиеся в результате распада твердого раствора. Возрастные взаимоотношения сфалерита с рудными и жильными минералами свидетельствуют о его образовании после халькопирита и карбоната и до кристаллизации галенита.

Галенит обычно присутствует в медно-пирротиновых рудах в ничтожном количестве, за исключением некоторых рудопроявлений (Девруша, Дидвели и др.). Он ассоциирует обычно со сфалеритом, интенсивно корродируя его. В метаморфизованных рудах выявляет пloyчатую микротекстуру.

Арсенопирит – редкий минерал для медно-пирротиновых рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа. Встречается спорадически в ассоциации с ранним пиритом в виде мелких (0,1–0,5 мм) кристаллов, образующих скопления и тонкие прожилки в кварце и пирите. В брекчированных рудах наблюдается дробление выделений арсенопирита совместно с пиритом и залечивание трещин халькопиритом и сфалеритом.

Помимо главных рудных минералов в отдельных проявлениях встречается ряд редких минералов, перечисленных выше, которые образуют мельчайшие выделения в халькопирите и реже в галените.

Наиболее распространенным жильным минералом в медно-пирротиновых рудах является кварц, слагающий основную массу кварцево-рудных жил и играющий существенную роль в сложении околорудных гидротермалитов. Пространственное расположение кварца в рудных телах указывает на его наиболее раннее образование по сравнению с другими рудослагающими минералами. Редко встречающиеся мелкие прожилки кварца в пирите и сфалерите, возможно, обусловлены переотложением кварца в последующие стадии минерализации.

Карбонаты в медно-пирротиновых рудах встречаются в подчиненном количестве и слагают прожилки, секущие ранее образовавшиеся минеральные агрегаты. Карбонаты представлены двумя разновидностями – кальцитом и сидерит-анкеритом. Кальцит образует крупнокристаллические агрегаты с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками, с которыми ассоциируют выделения халькопирита и сфалерита. Сидерит-анкерит встречается в виде каемок вдоль прожилков дисульфидов железа в пирротине (Отхмезури, 1969).

С кварцем и карбонатом местами ассоциируют в прожилках хлорит и серицит в виде чешуйчатых агрегатов.

Гипергенные минералы на медно-пирротиновых рудопроявлениях представлены преимущественно гидроокислами железа, а также вторичными минералами меди, свинца и цинка.

Текстура руд медно-пирротиновых рудопроявлений Южного склона



Большого Кавказа не отличаются большим разнообразием. В них встречаются преимущественно массивные, брекчиевые, брекчиевидные, прожилковые, прожилково-сетчатые, реже вкрапленные и вкрапленно-прожилковые текстурные типы.

Изучение вещественного состава и структурно-текстурных особенностей руд с учетом данных о морфологии и строении рудных тел медно-пирротиновых и связанных с ними рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа позволяет выделить в гипогенном процессе рудообразования два этапа минерализации: 1) ранний - сингенетический, в течение которого происходило формирование массивных залежей серного колчедана гидротермально-осадочным путем и 2) поздний - эпигенетический, продукты которого в виде пирротина, халькопирита, сфалерита и галенита, местами накладывались на ранние серно-колчеданные залежи, образуя унаследованно-стратиформные рудные тела сложного состава. Одновременно в течение эпигенетического этапа вдоль зон дробления, смятия и рассланцевания, где отсутствовали залежи сингенетических серноколчеданных руд формировались жильные, линзообразные и прожилково-сетчатые оруденения пирит-пирротин-халькопиритового состава, местами со сфалеритом и галенитом.

В эпигенетическом этапе рудообразования разные исследователи выделяют различное количество стадий минерализации, среди которых наиболее значительными, определяющими направленность рудообразовательных процессов, являются три: 1) безрудная - кварц-пиритовая, 2) пирротин-халькопиритовая и 3) сфалерит-галенитовая. Отмеченные стадии разделены тектоническими подвижками различной интенсивности.

В первой, безрудной стадии эпигенетического этапа минерализации отделенного от раннего гидротермально-осадочного этапа значительным промежутком времени, наблюдается образование кварц-пиритовой, иногда с арсенопиритом ассоциации.

Вторая стадия, медно-пирротиновая, определившая "лицо" медно-пирротиновых проявлений в рассматриваемом типе оруденения, развита наиболее широко. Минералы отмеченной стадии представлены пирротином и халькопиритом с сопутствующими им редкими минералами.

Минералы третьей стадии представлены ассоциацией кальцит-халькопирит-сфалерит-галенит. На различных рудопроявлениях отмеченная стадия минерализации проявлена по-разному. В некоторых из них (Дидвели, Девруша, Лако, Лодуани и др.) минералы полиметаллической стадии играют существенную роль в сложении руд, в других - вообще отсутствуют.

Вопросы генезиса и возраста медно-пирротиновых месторождений и рудопоявлений весьма сложные и дискуссионные. Большинство исследователей медно-пирротиновых месторождений (Бетехтин, 1931; Твалчрелидзе, 1961; Харашвили, 1964; Надирадзе и др., 1973; Иваницкий и др., 1971, 1976) считают эти образования типичными гидротермальными и гидротермально-метасоматическими.

В.И.Смирнов (1967) на основании осмотра промышленных медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений восточной части Большого Кавказа высказал мнение об их сложном, полигенном происхождении. Пластовые залежи массивных сульфидов железа рассматриваются им как гидротермально-осадочные сингенетичные с вмещающими породами, а совмещенные с ними медное и цинковое оруденения - как последующие гидротермально-метаморфические, наложенные на сингенетичные залежи.

Сходные идеи развивает В.И.Буадзе (1972) на основании изучения медно-пирротинового месторождения Кизыл-Дере в Горном Дагестане. В отличие от представлений В.И.Смирнова, гидротермально-осадочными он считает лишь массивные стратиформные залежи серного колчедана и конкреционные обособления пирита, а пирротиновые залежи, пирротиновые и полиметаллические жильные оруденения - эпигенетическими образованиями. Д.Д.Мазанов (1969) выдвинул гипотезу седиментационно-диагенетически-катагенетического происхождения медно-пирротиновых руд Белоканского района Азербайджанской ССР. Медно-пирротиновое оруденение он считает синхронным с вмещающими глинистыми сланцами, причем линзовидно-пластообразные тела он относит к позднедиагенетическим, а руды кварцево-сульфидных прожилков - к перекладенным в условиях катагенеза.

Проведенные за последние годы геологические, литологические, палеовулканологические, радиологические, минералогические и геохимические исследования медно-пирротинового пояса Южного склона Большого Кавказа показали, что синседиментационный гидротермально-осадочный генезис массивных залежей серного колчедана не должен вызывать сомнений. Доказательством тому служат геологическая позиция серноколчеданных залежей, согласно пластообразное залегание во вмещающих породах, приуроченность к строго определенному уровню разреза, узкий возрастной интервал оруденения, наличие подрудного горизонта, обогащенного конкрециями пирита, текстурно-структурные особенности руд - широкое развитие слоистых, ритмично-слоистых руд, сложенных массивными и колломорфными текстурными типами с реликтами глобулей пирита, характер лежащего и висящего контактов отдельных слоев, четко выраженные признаки метаморфизма серноколчеданных руд при отсутствии таковых в наложенных меднопирротин-полиметаллических рудах, указывающих на двухэтапное образо-

вание сложного колчеданно-меднопирротин-полиметаллического комплекса и, наконец, результаты исследования изотопного состава серы в пиритах (Беридзе, Буадзе, 1977), указывающие на последовательно-сопряженное развитие процессов формирования прожилково-вкрапленной пиритовой минерализации в вулканитах позднеплинсбах-раннетоарского возраста, в надвулканогенной (подрудной) глинисто-сланцевой толще и стратиформной серноколчеданной залежи.

Анализ существующего материала по геологическому строению района Адангейского рудного поля позволяет предположить, что накопление серноколчеданных руд происходило в узкой седиментационной депрессии на дне тоарского моря, ограниченной с востока Централь-ноабхазским поднятием (Адамия, 1977), а с запада - естественным барьером, созданным накоплением продуктов излияния очага подводной вулканической активности в позднем плинсбахе и раннем тоаре (Буадзе и др., 1978).

По данным М.А.Беридзе и В.И.Буадзе (1977), стратиформные залежи серноколчеданных руд расположены в блюдцеобразном понижении депрессии и пространственно смещены к востоку от области вулканических накоплений, создавших возвышенную часть подводного микро рельефа (рис.10). Источником рудоносных растворов являлись, по-видимому, поствулканические гидротермальные растворы субмаринных излияний в позднем плинсбахе-раннем тоаре, продукты которых фиксируются на 100-150 м ниже серноколчеданного рудоносного уровня.

Наличие пиритовой прожилкообразной минерализации в вулканитах обусловлено взаимодействием лавы с иловым осадком, способствовавшим возникновению гидротермальной фазы, в компонентном составе которой, вероятно, принимали участие связанные с излиянием базальтоидной магмы эманации с галоидными соединениями железа и сероводорода (Буадзе и др., 1978).

В поствулканическую стадию позднеплинсбахско-раннетоарских излияний имело, по-видимому, место неоднократное выделение газогидротерм, вызывающее сероводородное заражение среды осадконакопления. Этим обусловлено широкое развитие в надвулканогенной (подрудной) толще пиритовых конкреций, количество и размеры которых с увеличением привноса газогидротерм нарастали по направлению подошвы серноколчеданной залежи.

По мнению М.А.Беридзе и В.И.Буадзе (1977) газогидротермальная фаза, попав под высокое давление столба воды, должна была в придонной части бассейна расслоиться в жидком состоянии и переместиться в сторону понижения палеорельефа, сопряженного с востока с областью накопления вулканитов. В газогидротермальной фазе,

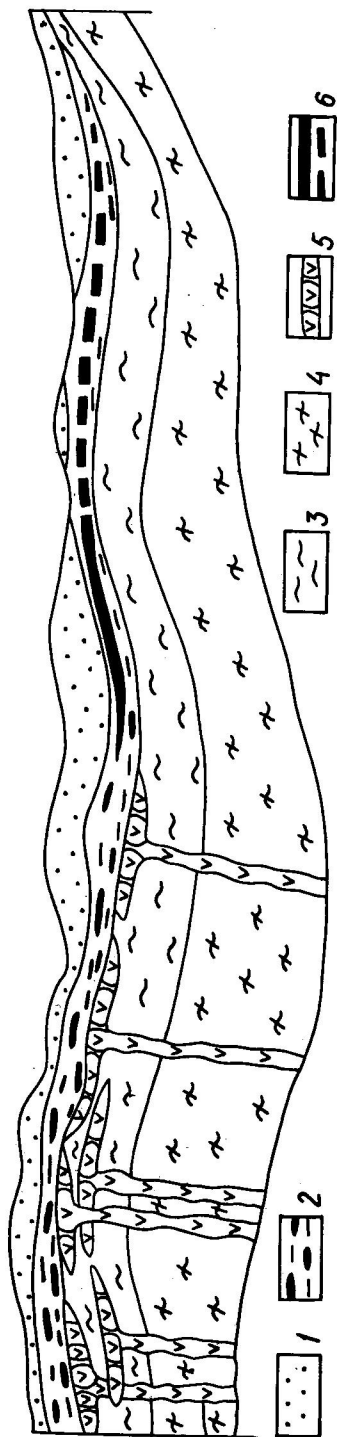


Рис. 10. Схематический поперечный разрез Адангейского рудного поля (по Г. С. Хомерики).  
 1 - чередование песчаников и глинистых сланцев, верхний тоар; 2 - алевролиты с конкрециями пирита, верхний тоар; 3 - глинистые сланцы с покровами базальтовых вулканитов, плинсбах-нижний тоар; 4 - асбидные глинистые сланцы с дайками и жилами уральит-лабораторных порфиритов, верхний плинсбах; 5 - эффузивы и гиадокластиты базальтоидного состава; 6 - стратиформная залежь серного колчедана (установленная и предполагаемая).

согласно существующим представлениям о переносе вещества постмагматическими растворами, железо, по всей вероятности, содержалось в виде галоидных соединений. Диссоциация последних, при интенсивном поступлении серы, способствовала образованию коллоидной фазы дисульфидов железа, которые совместно с терригенным материалом оседали на дне бассейна.

Диagenез дисульфидного геля периодически, видимо, сопровождался дроблением серноколчеданных слоев с образованием дезориентированных обломков рудокластов в терригенном материале. Наряду с обломками серноколчеданных руд в брекчирах присутствуют и обломки терригенных пород. Особенно интенсивно процессы синседиментационного дробления серноколчеданных руд и вмещающих пород протекали в восточной периферийной части Адангейского рудного поля (участок Башкацара), где наличие мощной залежи брекчированных пород и руд объясняется сейсмо-гравитационным обрушением подводно-оползневоего типа на склоне Центрально-Абхазского поднятия в периоды сейсмической активности.

Возраст стратиформного серноколчеданного руде-

нения, на основании определения возраста вмещающих пород ахейской свиты, устанавливается как средний тоар.

Вопросы генезиса и возраста эпигенетической медно-пирротин-полиметаллической минерализации весьма сложны и дискуссионны.

Исследования колчеданно-меднопирротин-полиметаллических месторождений Восточного Кавказа позволили В.И.Буадзе и др. (1972), А.Г.Жабину и др. (1974) высказать предположение об образовании пирротина за счет замещения серного колчедана под воздействием бессернистых растворов, несущих цветные металлы. Высвобожденная при этом за счет пирротинизации пирита сера, должна фиксироваться в виде сульфидов меди и цинка.

Аналогичная мысль была развита А.Г.Твалчрелидзе (1974, 1978) применительно к колчеданно-меднопирротин-полиметаллическим образованиям Абхазии. По его данным массивные залежи колчеданных руд являются своеобразными химическими ловушками для последующих бессернистых медь-цинк- и свинецсодержащих гидротерм, которые поглощали протопиритовую серу и обуславливали образование пирротина за счет серного колчедана. После захвата протопиритовой серы бессернистыми металлоносными растворами, ход рудообразовательного процесса по Л.Н.Овчинникову и А.Г.Жабину (1977), принципиально не отличается от рудоотложения из первичного сульфидоносного потока.

Геохимическая модель генезиса стратиформных колчеданных (в т.ч. медно-пирротиновых) месторождений была создана А.Г.Твалчрелидзе и В.З.Ярошевичем на основании детальных геологических, геохимических, изотопных и минералотермометрических исследований колчеданных месторождений Большого Кавказа (В кн.: Генезис стратиформных колчеданных месторождений, 1981).

Возраст меднопирротин-полиметаллических месторождений Южного склона Большого Кавказа различными исследователями определяется по-разному. Г.И.Харашвили (1949), проводивший исследования медно-пирротиновых проявлений Заалазанской Кахети, основываясь на тяготении ряда рудных участков к диоритам и альбититам, допускал генетическую связь медно-пирротиновой минерализации с отмеченными породами, возраст которых определялся как батский. Позднее Г.И.Харашвили (1964) предположил связь медно-пирротиновых месторождений с завершающим этапом байосской магматической деятельности, или, во всяком случае, с процессами, происходящими не позднее начальной стадии батского гранитообразования.

Г.А.Твалчрелидзе (1961) медно-пирротиновые месторождения Большого Кавказа относит к раннегеосинклинальной стадии киммерийской металлогенической эпохи и датирует их байосом.

Изучив соотношения регионального метаморфизма и медно-пир-

ротинного оруденения в нижнеюрских сланцах Горной Абхазии, А.Г. Твалчрелидзе (1973) пришел к выводу об одновозрастности метаморфизма и оруденения и датирует их батом.

В.Р.Надирадзе (1967), принимая во внимание приуроченность медно-пирротиновых оруденений Верхней Рачи к геологическим структурам молодого возраста высказал мысль о постмезозойском возрасте медно-пирротиновых руд.

Накопленный нами в течение ряда лет фактический материал по медно-пирротиновым оруденениям Южного склона Большого Кавказа (наличие прожилкового медно-пирротин-полиметаллического оруденения в диабазах байосского и гранитоидах батского возрастов) позволяет с достаточной убедительностью говорить лишь о постсреднеюрском возрасте меднопирротин-полиметаллической минерализации.

Анализ фактического материала показывает, что массивные медно-пирротиновые руды не всегда образуются за счет трансформации серноколчеданных залежей, вследствие пирротинизации дисульфидов железа. В восточной части медно-пирротинового пояса Абхазии, в рудопроявлениях Верхней Рачи и Сванети отмечаются жилы выполнения, сложенные массивной пирротин-халькопиритовой рудой. Нередко в отмеченных массивных рудах фиксируются включения глинистых сланцев в виде обломков с разноориентированными плоскостями кливажа. Часто пирротин наблюдается в прожилковых и прожилково-сетчатых рудах, секущих глинистые сланцы по различным направлениям, в том числе и косо по отношению к кливажу, образуя брекчиевый тип руды с пирротин-пирит-халькопиритовым цементом.

Приведенные данные говорят о том, что между формированием меднопирротин-полиметаллических руд и накоплением глинисто-сланцевой толщи нижней юры с массивными залежами серного колчедана должен существовать значительный разрыв во времени, в течение которого протекали диагенез сланцево-песчанистых отложений и массивных серноколчеданных руд, внедрение даек и силлов диабазов и диабаз-порфиритов, образование гранитоидных интрузий, ороговикование сланцев и развитие в них кливажа.

Анализ данных по вещественному составу и геологическим условиям нахождения медно-пирротиновых и связанных с ними оруденений Южного склона Большого Кавказа позволяют среди отмеченных рудных образований выделить следующие рудные формации, надформационные категории, минералогические и геологические типы: ведущей рудной формацией, определяющей "лицо" и основное промышленное значение рассматриваемых месторождений является медно-пирротиновая формация, характерные минеральные ассоциации которой сформировались во второй стадии эпигенетического процесса рудообразования. Мас-

сивные стратиформные залежи пиритовых руд, образовавшиеся в субмаринных условиях в связи с тоарской вулканической активностью, следует выделить в качестве самостоятельной серноколчеданной простой формации. И, наконец, проявления сфалерит-галенитовой минерализации, в редких случаях образующие самостоятельные скопления, формирующиеся в заключительную стадию рудообразовательного процесса, на наш взгляд, можно выделить в качестве самостоятельной свинцово-цинковой рудной формации, по вещественному составу и условиям нахождения отличающейся от серноколчеданной и медно-пирротиновой формаций.

В результате пространственного совмещения различных рудных формаций в пределах Южного склона Большого Кавказа возник ряд сложных и совмещенных рудных формаций, таких как серноколчеданно-медно-пирротиновая совмещенная формация и медно-пирротин-полиметаллическая сложная формация.<sup>Х</sup> Среди рудопроявлений медно-пирротиновой формации отмечается два геологических типа: 1) жильный и прожилково-сетчатый, сформировавшийся путем выполнения трещинных полостей и 2) унаследованно-стратиформный тип, образовавшийся метасоматическим путем – в результате замещения пирита пирротин-халькопиритовой ассоциацией в стратиформных залежах серного колчедана.

По преобладанию тех или иных рудослагающих минералов в рамках медно-пирротиновой простой формации выделяется пирит-пирротинный, пирит-пирротин-халькопиритовый, пирротин-халькопиритовый и кварц-халькопиритовый минеральные типы.

#### Свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления

Свинцово-цинковые и ассоциирующие с ними баритовые месторождения и рудопроявления Южного склона Большого Кавказа развиты преимущественно в Гагрско-Джавской зоне и пространственно приурочены к вулканогенным образованиям порфиритовой свиты байоса, гранитоидов батского возраста и карбонатным отложениям верхней крн. Севернее, в зоне Южного склона Большого Кавказа проявления свинцово-цинковой минерализации отмечается в нижнекрских сланцево-пес-

<sup>Х</sup> Здесь не рассматривается колчеданно-полиметаллический тип оруденения, сложенный ритмично-слоистыми колчеданно-полиметаллическими рудами (месторождение Фелиз-Чай), образовавшийся в процессе первичного колчеданообразования, поскольку отмеченный тип оруденения в пределах Грузии пока не обнаружен.

чанистых отложениях, но обычно они не достигают значительных размеров. Свинцово-цинковая минерализация здесь частично наложена на медно-пирротинное, либо ассоциирует с баритовым оруденением.

Развитие значительного количества свинцово-цинкового и ассоциирующего с ним баритового оруденения послужило основанием Г.А. Твалчрелидзе (1961) для выделения здесь субширотного барит-полиметаллического пояса Южного склона Большого Кавказа, в котором свинцово-цинковые, баритовые и смешанные, барит-свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления представлены преимущественно жильным типом оруденения. Они развиты в основном в пределах развития порфиритовой кры и приурочены к разрывным нарушениям в породах порфиритовой свиты байоса, гранитоидах батского возраста и рифогенных известняках верхней кры.

В барит-полиметаллическом поясе Южного склона Большого Кавказа с запада на восток выделяются три рудных района: Абхазский, Свано-Рачинский и Юго-Осетинский.

В западной части пояса на территории Абхазии в пределах развития карбонатных отложений верхней кры (Абхазская подзона верхнеюрских и меловых известняков и доломитов) локализованы стратиформные рудопроявления свинца и цинка: Брдзышхинское, Дзышринское, Арвешское, Калдахварское и Бзыбское.

Наиболее значительные проявления стратиформных свинцово-цинковых руд - Брдзышхинское, Дзышринское и Арвешское, приуроченные к антиклинорию Ахцу-Каширха-Келасури, залегают в доломитах титона и контролируются крупным Арвешским разломом субширотного простирания, к которому тяготеют отдельные рудопроявления.

На рудопроявлениях Брдзышха и Арвеш рудные тела представлены "железной шляпой" значительной мощности, сложенной гидрогетитом, гетитом, лепидокрокитом, церусситом, англезитом, смитсонитом и плумбозитом. Реликты первичных руд устанавливаются примерно на 50-60 м от поверхности в виде гнезд галенита в "церуссидовой рубашке", кристаллов пирита, марказита и, чрезвычайно редко выделенный сфалерита. Рудная залежь представляет собой сложной формы тело, сложенное бурым железняком, участками согласно залегающим в доломитах (рис. II).

Дзышринское рудопроявление представлено вкрапленным оруденением, приуроченным к отдельным пластам доломитов. Изредка свинцово-цинковая минерализация проявлена в виде мелких прожилков, связанных с трещинками, секущими доломиты. Вкрапленники руд, размерами 8-10 мм сложены главным образом галенитом; сфалерит на Дзышринском рудопроявлении встречается редко в виде гнезд и мелких прожилков.

Первичная сульфидная руда в карбонатных толщах преимущест-



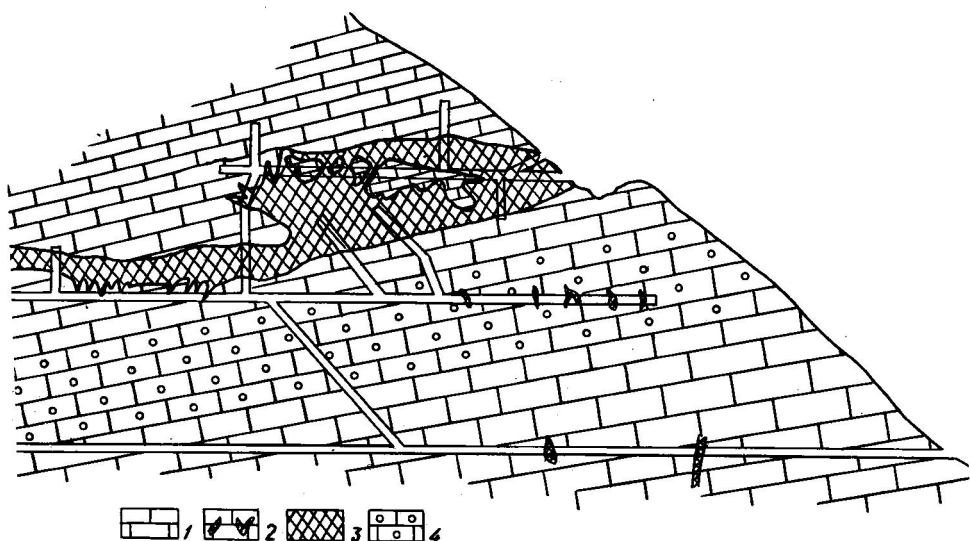


Рис. II. Рудопоявление Брдзышха - морфология залежей окисленных руд (по Т.В.Иваницкому, 1963).  
 1 - доломиты и доломитизированные известняки; 2 - доломиты и доломитизированные известняки с гнездами и прожилками бурого железняка; 3 - окисленное рудное тело; 4 - доломиты и брекчии доломитов.

венно галенит-сфалеритовая, со значительной примесью пирита и марказита. Жильная масса представлена исключительно карбонатами - доломитом и сидеритом. Характерной особенностью руд является почти полное отсутствие кварца, халцедона и опала (Иваницкий, 1963).

Сфалерит представлен маложелезистой светлоокрашенной разностью и образует сплошные выделения, вкрапления и прожилки в доломитах. Он либо корродирует марказит, либо образует в нем скелетные метакристаллические образования. В агрегатах сфалерита часто наблюдаются отдельные слабоанизотропные участки, что позволило Т.В.Иваницкому высказать предположение о присутствии в рудах Дзышринского рудопоявления вуртцита, наличие которого позднее было доказано рентгенометрическими исследованиями (Иваницкий, Цинцадзе, 1959).

Галенит на рудопоявлениях присутствует в различном количестве, местами преобладая над сфалеритом. В зоне окисления рудопоявления Брдзышха галенит фактически единственный сохранившийся первичный минерал. На рудопоявлении Дзышра в первичных рудах галенит наблюдается в виде вкраплений в доломитах. Возрастные взаимоотношения галенита и сфалерита указывают на более раннее образование последнего.

Дисульфиды железа представлены пиритом и марказитом, принимающими участие в сложении первичных руд и встречаются в виде ред-

ких реликтов во вторичных рудах. Пирит и марказит образуют тесные сростания, причем, как правило, преобладает марказит. По наблюдениям Т.В.Иваницкого (1963), пирит образовался в конце гипогенного процесса за счет марказита.

Жильные минералы свинцово-цинковых руд, залегающих в верхнеюрских доломитах, сложены двумя разновидностями карбонатов: ранним доломитом и поздним сидеритом, причем последний распространен сравнительно ограниченно. Обе разновидности карбоната образуют прожилки и выделения неправильной формы во вмещающих доломитах.

Возрастные взаимоотношения рудослагающих минералов и тектурно-структурные особенности руд указывают, что формирование оруденения происходило в одну стадию минерализации с образованием парагенетической группы минералов: марказит-сфалерит-вурцит-галенит-карбонат-пирит.

Условия образования вкрапленных свинцово-цинковых стратиформных месторождений в карбонатных породах, в том числе и рудопроявлений Брдзышка, Дзышра, Арвеш и др. остаются дискуссионными. Ряд исследователей высказывает предположение о возможности образования свинцово-цинковых вкрапленных руд в карбонатных породах осадочным путем в морских прибрежных водоемах с последующим их метаморфизмом (П.С.Саакян, К.О.Учанейшвили). Исследования Г.А.Твалчрелидзе (1961) и Т.В.Иваницкого (1963) с достаточной убедительностью указывают на эпигенетический характер свинцово-цинковой минерализации Брдзышка-Дзышринской группы. На эпигенетический характер оруденения указывают также проведенные нами предварительные минералотермометрические исследования галенитов из рудопроявления Дзышра, характеризующиеся температурой декрепитации порядка 200°.

Отсутствие связи с магматическими породами, простой состав руд, согласное залегание рудных тел, позволяют отнести свинцово-цинковую вкрапленную минерализацию в доломитах к амагматичному генетическому типу (по В.И.Смирнову).

В Абхазском рудном районе, наряду со стратиформными проявлениями свинца и цинка, отмечаются рудопроявления жильного типа, приуроченные к гранитоидам (Амтхельское, Асланихерское, Нижне-Барганское) и породам порфиритовой свиты байоса (Хицминское, Лахтинское, Пицикварское и др.).

Наиболее крупное и детально изученное Амтхельское рудопроявление приурочено к северо-восточной части Келасурского гранитоидного интрузива батского возраста. Оруденение представлено рудными жилами и минерализованными зонами различной мощности, в основном северо-западного и реже близмеридионального простирания. Они залегают в биотитовых гранитах и гранодиоритах, секущихся ма-

ломощными аплитовыми и пегматитовыми жилами. Разрывные нарушения, вмещающие рудные тела северо-западного простирания, представляют собой трещины скальвания, а близмеридиональные – трещины отрыва (Отхмезури, 1960). Среди рудных тел Амтхельского рудопоявления, с морфологической точки зрения, выделяются кварц-карбонатные жилы с прожилками и вкраплениями рудных минералов, характеризующиеся четкими зальбандами и слабыми окolorудными изменениями вмещающих пород и минерализованные зоны, представленные гидротермально сильноизмененными гранитоидными породами с вкраплениями и прожилками рудных и жильных минералов, связанные постепенными переходами с вмещающими неизмененными породами.

Строение рудных жил и минерализованных зон не однородно. Наряду с маломощными участками с убогим оруденением встречаются раздувы, обогащенные рудой, образование которых обусловлено дорудными тектоническими структурами. Нами в рудных телах Амтхельского рудопоявления установлены рудные столбы экранирования, связанные с дорудными тектоническими трещинами, заполненными глиной трения, играющей роль экрана; рудные столбы пересечения, образующиеся на пересечении различно ориентированных трещин, и четковидные рудные жилы с раздувами и пережимами, образованные в результате дорудных дифференциальных подвижек вдоль слабоискривленных поверхностей трещин скальвания (Отхмезури, 1959) (рис.12).

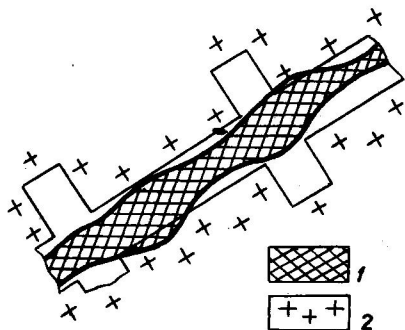


Рис.12. Четковидное строение рудной жилы Амтхельского рудопоявления. Зарисовка кровли штольни №15.

1 – рудное тело; 2 – гранитоиды.

Основными рудослагающими минералами руд Амтхельского рудопоявления являются сфалерит, галенит, анкерит и кварц; подчиненными – пирит, марказит, кальцит и барит. В ничтожном количестве в виде мельчайших вкраплений встречаются халькопирит, блеклая руда, пирротин, бурнонит, сульфовисмутит свинца, мельниковит-марказит, самородное серебро, пираргирит, броньяртит, аргентит, кобальтин и джемсонит.

Сфалерит в кварц-карбонатно-сульфидных жилах развит преимущественно в призальбандовых частях в виде прожилков и вкраплений; аналогичные выделения он образует и в измененных гранитоидах минерализованных зон. В амтхельских рудах фиксируются две генерации сфалерита – ранняя, темноокрашенная, марматитового типа и поздняя, светлоокрашенная клейофано-

вого типа.

По нашим наблюдениям, ранней генерацией сфалерита начинается эндогенная рудная минерализация, которой предшествовала, по-видимому, весьма слабо выраженная в амтхельских рудах дорудная кварц-пиритовая стадия. В виде тонких эмульсионных вкраплений, образовавшихся в результате распада твердого раствора, с темноокрашенным ранним сфалеритом ассоциируют пирротин и халькопирит. Кристаллизация позднего маложелезистого (светлоокрашенного) сфалерита следовала непосредственно за сфалеритом первой генерации. В отличие от последнего, с поздним сфалеритом тесно ассоциируют дисульфиды железа — пирит и марказит.

Галенит встречается в рудах в подчиненном, по сравнению со сфалеритом, количестве и образует преимущественно вкрапления и гнезда и реже мелкие прожилки в кварц-карбонатно-рудных жилах и в измененных гранитоидах. Выделения галенита сложены в основном крупнокристаллическими агрегатами, хотя изредка встречаются и тонкокристаллические разности с гранобластической структурой (свинчак). Последние образованы в результате метаморфизма крупнокристаллической разности, обусловленного внутриминерализационными подвижками. Пространственные взаимоотношения галенита с другими рудослагающими минералами указывают на его образование в конце гипогенного процесса до кристаллизации кальцита.

Дисульфиды железа в свинцово-цинковых рудах Амтхельского рудопоявления встречаются в подчиненном количестве и представлены пиритом, марказитом и мельниковит-марказитом. Они распространены повсеместно, но значительных скоплений не образуют. Пирит и марказит тесно ассоциируют со сфалеритом второй генерации и образуются, по-видимому, одновременно. Выделение мельниковит-марказита приурочено к концу рудообразовательного процесса — он образует густую сеть прожилков в галените.

Халькопирит и пирротин являются редкими минералами в Амтхельских рудах. Они в основном связаны со сфалеритом ранней генерации марматитового типа и образуют в нем тонкие эмульсионные вкрапления. Помимо этого, халькопирит образует изометрические выделения в галените и жильных минералах, а пирротин встречается в виде мелких пластинчатых кристаллов в анкерите.

Блеклая руда, бурнонит, пираргирит, сульфовисмут свинца, броньартит, самородное серебро, аргентит и джемсонит встречаются в рудах в ничтожном количестве в виде мельчайших вкраплений в галените.

Жильные минералы в рудах представлены в основном кварцем, карбонатом и реже баритом. Кварц и карбонат распределены в рудах

в общем равномерно, хотя местами наблюдается преобладание одного из них. Кварц в рудных жилах и минерализованных зонах представлен мелко- и среднезернистыми агрегатами, сложенными двумя морфологическими разновидностями: аллотриоморфным сливным средне- и мелкозернистым кварцем и среднезернистым перистым кварцем. Среди выделений кварца отмечается несколько генераций, наиболее ранняя из которых развивается в приальбанских участках рудных жил, изредка ассоциируя с вкрапленниками пирита. Основная масса жильного кварца, отнесенная нами ко второй генерации, сложена аллотриоморфными зернами, с которыми местами ассоциирует серицит. К третьей генерации относится перистый кварц, нарастающий на стенках трещин в кварце второй генерации и образующий в последнем короткие прожилки.

Карбонаты в рудах Амтхельского проявления представлены двумя разновидностями - анкеритом и кальцитом; последний по сравнению с анкеритом присутствует в рудах в резко подчиненном количестве. В ничтожном количестве отмечается в рудах барит, который аналогично карбонатам образует две разновозрастные генерации, ассоциируя, соответственно, с анкеритом и кальцитом.

Комплекс гипергенных минералов, имеющих на Амтхельском рудопроявлении ограниченное распространение, представлен гринокитом, церусситом, смитсонитом, халькозином, гидроокислами железа, пироморфитом и ярозитом.

Амтхельские руды характеризуются в основном прожилковыми, вкрапленно-прожилковыми и вкрапленными текстурами. Изредка отмечаются массивные, брекчиевые, кокардовые и другие текстуры.

В своей ранней работе (Отхмезури, 1960), основываясь на наблюдаемом в кровле горной выработки на Амтхельском рудопроявлении пересечении рудной жилы, сложенной кварц-анкеритовой жильной массой с сульфидами свинца и цинка, интраминерализационной трещиной, заполненной галенитом, кальцитом и кварцем, мы выделяли в процессе эндогенного рудообразования две стадии минерализации: кварц-карбонатно-сульфидную и карбонатно-сульфидную. Однако, судя по составу руд, характер рудообразующего раствора до и после интраминерализационной подвижки существенно не меняется. Поэтому, в соответствии с соображениями З.А.Образцовой (1962) о принципах выделения стадий минерализации, мы считаем, что формирование амтхельских руд в сущности происходило в одну стадию. Возможно, сульфидной стадии предшествовала ранняя, безрудная стадия, проявленная в виде кварц-пиритовой ассоциации.

Помимо Амтхельского рудопроявления к гранитоидным породам юрского возраста в пределах Абхазии приурочены сходные с ним по составу и геологическим условиям нахождения Асланижеское и

Нижнебарганское свинцово-цинковые проявления.

Хицминское свинцово-цинковое жильное проявление приурочено к оперяющим трещинам сброса в вулканитах порфиритовой свиты байоса. Оно представлено более чем 50 маломощными (до 10 см) жилами, протяженностью 4-5 м, сложенными кварц-карбонатно-баритовой жильной массой с прожилками и вкраплениями галенита, сфалерита и пирита. Все остальные мелкие свинцово-цинковые проявления в порфиритовой свите, примерно аналогичные по составу и условиям нахождения, содержат барит в качестве жильного минерала и представляют собой как бы связующие звенья между свинцово-цинковыми и баритовыми оруденениями.

Свинцово-цинковые оруденения Свано-Рачинского рудного района приурочены преимущественно к Гагрско-Джавской зоне (Техурский, Рцхмелурский, Лентехский и Оджи-Умронский рудопоявления).

Район Техурского рудопоявления сложен песчано-сланцевыми отложениями лейаса и туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, роговообманковыми, авгит-лабрадоровыми, плагиоклазовыми порфиритами байосского возраста. Отмеченные толщи прорываются штоками и дайками диабазов и порфиритов и мелкой интрузией габбро-диоритового состава (Иваницкий, 1963). Верхнелейасские и байосские отложения здесь образуют моноклиналную складку близширотного простирания, с крутыми углами падения. Из дизъюнктивных дислокаций отмечается несколько близширотных нарушений взбросового и сдвигового характера.

На Техурском рудопоявлении выявлено свыше 30 рудных тел, приуроченных к мощной пиритизированной зоне гидротермально-измененных пород. Они представлены преимущественно рудными жилами и линзообразными телами. По данным Т.Н.Габашвили (1965), рудные жилы Техурского рудного узла характеризуются близмеридиональным простиранием, крутыми углами падения и приурочены к трещинам отрыва. Линзообразные тела приурочены к трещинам скалывания с простиранием  $320-340^{\circ}$  с пологими углами падения. Минерализованные зоны приурочены к кулисообразным близширотным трещинам; они характеризуются большими мощностями (до 20 м) и убогой сульфидной минерализацией.

Руды Техурского рудопоявления характеризуются, главным образом, прожилково-вкрапленной и массивной текстурами; в подчиненном количестве отмечаются брекчиевые, кокардовые и колломорфные текстуры. Сложены они в основном пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом; в подчиненном количестве отмечены пирротин, марказит, тетраэдрит и бурнонит. Главными нерудными минералами являются кварц, кальцит и серицит, второстепенными - барит, хлорит

и эпидот. Сфалерит – ведущий рудослагающий минерал и представлен как кристаллической, так и колломорфной и метаколлоидной разновидностями. По времени образования сфалерит один из наиболее ранних рудослагающих минералов и кристаллизуется после кварца и пирита (Иваницкий, 1963). Галенит количественно резко подчинен сфалериту и встречается в тесном сростании с последним. Судя по структурно-текстурным особенностям, он выпадал из растворов почти одновременно со сфалеритом, с небольшим запозданием.

Пирит, широко распространенный в рудах Техурского рудопроявления, образует с одной стороны густовкрапленные пиритизированные зоны, а с другой принимает участие в сложении руды в виде тесных сростаний с халькопиритом и сульфидами свинца и цинка. Отложение его происходило, по-видимому, в течение длительного периода времени. Второстепенный минерал – халькопирит встречается в ассоциации со сфалеритом в виде продукта распада твердого раствора. В малом количестве он образует мелкие изолированные выделения в виде прожилков в кварц-карбонатно-полиметаллических рудах. Редкие минералы техурских руд: бурнонит, ассоциирующий с галенитом; тетраэдрит, образующий тонкодисперсные включения в сфалерите; марказит, принимающий участие в сложении пиритизированных зон, и пирротин в виде мелких редких вкраплений в пирите.

Кварц, встречающийся в виде нескольких генераций является главным жильным минералом и основная масса его отлагалась в начальные стадии рудообразовательного процесса. Карбонат встречается в рудах в подчиненном количестве по сравнению с кварцем. Т.В. Иваницкий (1963) выделяет карбонат трех разновозрастных генераций: 1) ранний, ассоциирующий с кварцем и пиритом; 2) синхронный со сфалеритом и галенитом и 3) поздний карбонат, образующий тонкие прожилки в сульфидах. Барит встречен в ничтожном количестве в виде небольших выделений призматической формы в жильной массе кварц-карбонат-полиметаллического оруденения.

По данным Т.В.Иваницкого (1963), в рудах Техурского рудопроявления устанавливаются три парагенетические группы минералов, формирование которых происходило, соответственно, в три стадии минерализации: 1) кварц-пиритовой, 2) свинцово-цинковой и 3) безрудной.

Т.Н.Габашвили (1965), детально исследовавший вещественный состав отмеченных руд в процессе эндогенного рудообразования выделяет пять стадий: 1) безрудную; 2) халькопиритовую; 3) полиметаллическую I; 4) полиметаллическую II и 5) пиритовую.

Рихмелурская группа рудопроявления, расположенная в ущ.р. Цхенисцкали, сложена аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами

лейаса, постепенно сменяющимися вверх по разрезу вулканогенными породами порфиритовой свиты байоса. В глинисто-песчанистых отложениях и в вулканитах залегают многочисленные дайки и межпластовые тела кварцевых порфиритов, условно относимых к бату.

Нижне- и среднеюрские отложения слагают антиклинальную складку субширотного простирания, ось которой периклинально погружается на запад. Дизъюнктивные нарушения выражены многочисленными трещинами сбросо-сдвигового и взбросо-сдвигового характера.

Анализ трещинных структур позволил Т.Н.Габашвили (1965) выделить четыре основных периода, обусловивших формирование структуры рудного поля: ранний дайковый, поздний дайковый, рудный (предрудный, полиметаллический, мышьяково-серебро-сурьмяной) и пострудный. Он же рудовмещающие трещины подразделил на три группы: северо-восточную с простиранием  $50-70^{\circ}$  и северо-западную с простиранием  $320-340^{\circ}$  (сколовые трещины) и субмеридиональную  $5-10^{\circ}$  (трещины отрыва). Трещины северо-западного простирания по характеру отвечают взбросо-сдвигам с крутым падением на северо-восток, к которым приурочено основное оруденение.

Рцхмелурская группа рудопроявления включает шесть участков, из которых наиболее значительными являются Силистгельское и Наргевское. Рудные тела здесь представлены двумя морфологическими типами: рудными жилами и минерализованными зонами. Рудные жилы залегают в основном в порфиритах или в зонах тектонических контактов последних с печаниками. Представлены они как сплошными рудными жилами, так и прожилками кварца с карбонатом с вкраплениями рудных минералов. Минерализованные зоны залегают в глинисто-песчаных отложениях и представлены полосой интенсивно смятых и раздробленных глинистых сланцев и песчаников с редкой вкрапленностью сульфидов.

Руды сложены пиритом, галенитом, сфалеритом, пирротином, халькопиритом, кварцем и различными карбонатами. В подчиненном количестве встречены сульфиды сурьмы, серебра и мышьяка.

В гипогенном процессе минерализации Рцхмелурской группы рудопроявлений Т.В.Иваницкий (1963) выделяет три стадии минерализации: 1) безрудную (кварц-пирит-серицит-кальцит), 2) первую сульфидную (кварц-пирит-кальцит-халькопирит-сфалерит-гриноцит-галенит) и 3) вторую сульфидную (кварц-халькопирит-сфалерит-гриноцит-галенит-броньяртит-анкерит). Т.Н.Габашвили (1965) устанавливает наличие 6 стадий минерализации, причем первые три в общем совпадают со схемой Т.В.Иваницкого, а последующие три, установленные Т.Н.Габашвили на рудопроявлении Джоджохети (мышьяковая, серебро-сурьмяная и сурьмяная), представляют собой наложенную на полиме-



галлическое оруденение мышьяк-редкометалльную минерализацию.

Лентехская группа рудопроявлений включает до десятка мелких проявлений с свинцово-цинковым, полиметаллическим и медным оруденением, наиболее значительными из которых являются Твибенарское и Дабьерское. Площадь рудопроявлений сложена лейасовыми песчано-сланцевыми отложениями, содержащими отдельные пачки сильно измененных вулканогенных пород. С севера на них надвинуты метаморфические сланцы дизской свиты. Оруденение представлено мощной зоной смятия и окварцевания (до 100 м) в глинисто-песчанистых отложениях, содержащей вкрапленно-прожилковое, реже линзовидное сульфидное оруденение. Руды сложены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, кварцем и карбонатами. В Твибенарских рудах присутствуют также кубанит и полидимит.

Оджи-Умронская группа рудопроявлений, расположенная в среднем течении р. Ингури, характеризуется наличием ряда мелких свинцово-цинковых и медных проявлений и баритовых месторождений (Оджинское, Умронское, Намаднарское и Пилосанское рудопроявления): они приурочены к тектоническим зонам смятия в гидротермально сильно измененных аркозовых песчаниках и глинистых сланцах лейаса, содержащих вкрапления и мелкие прожилки сульфидов, кварцево-рудные линзы и маломощные кварцевые жилы с вкрапленным оруденением сульфидов свинца и цинка. Руды сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пирротинном, кварцем и карбонатами.

Юго-Осетинский рудный район охватывает значительную часть одноименной автономной области. На севере рудного района обнажаются флишевые отложения зоны Южного склона, а на юге к нему принадлежит северная часть Закавказского срединного массива.

Юго-Осетинский рудный район один из наиболее перспективных в отношении свинцово-цинкового оруденения. Здесь сконцентрированы единственные в Грузии промышленные месторождения свинца и цинка Квайсинского рудного поля, на базе которых в настоящее время происходит добыча руды. Вблизи Квайсинского месторождения в последние годы открыт ряд перспективных месторождений свинца и цинка (Валхох, Варах-ком), которые в настоящее время находятся на стадии детальной разведки и пробной эксплуатации.

Квайсинское месторождение приурочено к субширотной Цедисско-Ахсарджинской антиклинали и состоит из трех участков: Нижняя Кваиса на западе, Верхняя Кваиса в центральной части и Надарбаз на востоке (рис. 13). Участок месторождения сложен глинисто-сланцевыми отложениями аалена, вулканогенными породами порфириновой свиты байоса, массивными рифовыми известняками верхней юры, слоистыми известняками мела и палеогена. Основными рудоконтролирующими

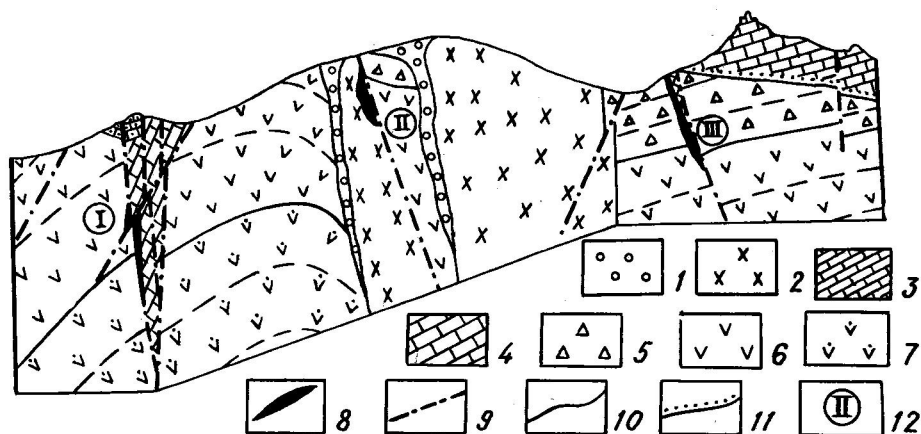


Рис. 13. Геологический разрез Квайсинского рудного района. I - полимиктовая брекчия; 2 - щелочно-кислые дайковые породы; 3 - тонкослоистые известняки (нижний мел); 4 - рифогенные известняки (верхняя юра); 5 - 7 - порфиритовая свита: 5 - вулканогенно-осадочные породы (верхний байос); 6 - вулканогенные породы (средний байос); 7 - вулканогенно-осадочные породы (нижний байос); 8 - свинцово-цинковые рудные тела; 9 - разрывы; 10 - стратиграфический контакт; 11 - трансгрессивный контакт; 12 - месторождения: I - Квайсинское, II - Вахрамское, III - Валхохское.

структурами Квайсинского месторождения являются разрывные нарушения, ограничивающие с севера и юга т.н. "Квайсинский клин" верхнеюрских известняков и байосских порфиритов, залегающих в порфиритовой свите. Субширотный "Квайсинский клин" простирается на 1500 м при мощности 200-300 м и прослеженной глубине 1200 м. С обеих сторон "клин" оконтуривается нарушениями - Северным и Южным Квайсинскими разломами.

Генезис "Квайсинского клина" П.Д.Гамкрелидзе (1950), И.Р.Кахадзе (1951) и М.Н.Джапаридзе (1963) связывали с тектоническими причинами - существованием сложного взбросо-надвигового нарушения, в результате которого субгоризонтальная пластина известняков верхней юры, залегавшая на байосских вулканитах, была опрокинута и приведена в почти вертикальное положение, с падением слоев  $70-85^\circ$ .

П.Д.Гамкрелидзе "Квайсинский клин" представлял в виде крупного взброса, северный контакт которого сопряжен с надвигом, ориентированным вдоль поверхности напластования массивных известняков верхней юры. Он считал, что взброс не затрагивает слоистых известняков и мергелей мела, перекрывающих плоскость взброса. Исходя из этого Квайсинский взброс он относил к донижнемеловым нарушениям, возникшим в период андийской орофазы.

По данным И.Р.Кахадзе, основное нарушение в "Квайсинском клине" - Южный разлом взбросового характера. Образование клина,

зажатого между двумя разломами, он связывал с глубокими перемещениями пород с севера на юг под крутыми углами. По И.Р.Кахадзе отмеченная структура была сформирована на границе двух жестких глыб с опережающим восходящим перемещением южного блока. Сам карбонатный клин он рассматривал в качестве южной краевой части северного блока, оторванной в процессе перемещения от последнего и отставшей при восходящих движениях как от южного, так и северного блоков. Квайсинские разломы, по И.Р.Кахадзе, нарушают меловые и эоценовые отложения и, соответственно, "Квайсинский клин" им интерпретируется как постэоценовая структура.

Исследования по структуре Квайсинского месторождения, проведенные М.Н.Джапаридзе, позволили ему увязать образование "Квайсинского клина" с взбросо-надвиговыми нарушениями разной амплитуды.

Проведенные за последние годы исследования и обобщение существующего материала по разведке и эксплуатации Квайсинского месторождения позволили А.Г.Жабину, Н.А.Тамашвили и др. (1980), А.Г.Жабину, В.А.Тодриа и др. (1982) предложить новую гипотезу генезиса "Квайсинского клина". Согласно этой гипотезе известняковый "клин" представляет собой вертикальный барьерный риф оксфорд-титонского возраста, сформировавшийся на уступе конседиментационного флексуорообразующего разлома, зародившегося в байосе. По мнению авторов, риф совпадает с плоскостью долгоживущего разлома, где сохранил до настоящего времени свое первоначальное положение.

В пределах "Квайсинского клина", на участке Надарбаз промышленное оруденение приурочено к известнякам и контролируется Южным Квайсинским разломом. Западнее участка Надарбаз Квайсинские разломы сближаются, местами сливаются воедино и прослеживаются в породах порфиритовой свиты байоса. Рудные тела, развитые в порфиритовой свите, образуют Верхне- и Нижнеквайсинское месторождения, ныне отработанные.

По данным Т.В.Иваницкого (1951, 1963), главное рудное тело Верхнеквайсинского месторождения представляет собой сложную жилу, в которой сопряжены довольно крупная линза и мелкие жильные тела. Рудные жилы пересекаются пострудными нарушениями, вдоль которых наблюдаются смещения малой амплитуды. Рудные тела участка Нижняя Квайса представлены несколькими мощными гидротермально измененными зонами близширотного простирания в вулканитах с неравномерно распределенными обогащенными участками, имеющими форму жил, линз и отдельных гнезд (Джапаридзе, 1963).

На эксплуатируемом в настоящее время Надарбазском участке рудные тела представлены линзами и гнездами массивных сфалерит-галенитовых руд в известняках, а также разветвляющимися прожилками

кальцита сложной формы с вкраплениями сфалерита, галенита и пирита. С юга вдоль Южного Квайсинского разлома рудные тела ограничиваются вулканитами порфиритовой свиты байоса. В последних оруденение фиксируется редко, в виде мелких гнезд и нескольких субширотных взаимопараллельных рудных жил малой мощности.

На севере к оруденелым известнякам непосредственно примыкает зона измененных аргиллизированных и лимонитизированных известняков мощностью 3-4 м, содержащих прожилки безрудного кальцита. Последние содержатся и в неизмененных известняках, обнажающихся за аргиллизированными.

Южнее Квайсинских разломов на 1,0-1,5 км отмечается субпараллельный разлом, именуемый "Варахкомской структурой". Этот разлом имеет субширотное простирание с крутыми углами падения, вдоль которого местами фиксируется тектонический контакт между породами порфиритовой свиты и крупным субвулканическим телом щелочно-кислого состава.

К разлому приурочено Варахкомское свинцово-цинковой оруденение, представленное несколькими рудными залежами сложной линзообразной формы с разветвлениями и пережимами. Они расположены в основном в альбитофирах, ориентированы параллельно разлому и характеризуются сложным строением. Рудоносная зона сечется взаимопараллельными трещинами малой мощности, заполненными глиной трещин и пропитанными гидроокислами железа. Промежутки между трещинами представлены измененными альбитофирами с вкраплениями сульфидов свинца и цинка, местами же рудными жилами - трещинами, заполненными кальцитом с обильными вкраплениями и гнездами сфалерита, галенита и пирита. На некоторых участках рудные жилы сближены в пространстве, обогащены рудными минералами, вследствие чего руда принимает массивный облик с редкими реликтами вмещающих пород.

Северный контакт рудного тела, граничащий с измененными альбитофирами, местами же порфиритовой свитой, обычно четкий; рудное тело ограничивается от вмещающих пород зоной разрывных нарушений, заполненных лимонитизированной жильной глиной. К Южному контакту массивное рудное тело с богатым оруденением постепенно сменяется прожилковой и прожилково-сетчатой рудой; последняя постепенно разубоживается и оруденелая зона сменяется безрудными альбитофирами с прожилками кальцита.

Южнее Варахкомского разлома фиксируется параллельный ему Валхохский разлом, представляющий собой рудоносную структуру с севера и юга ограниченную тектоническими нарушениями. Разлом прослежен на 10 км; аналогично Квайсинским разломам он содержит тек-

тонические клинья верхнеюрских известняков, но более мелкого масштаба. Оруденение в основном приурочено к лежащему боку рудоносной структуры и представлено четырьмя более или менее самостоятельными рудными телами. Последние сложены, с одной стороны, измененными туфогенными породами байосского возраста, содержащими прожилково-вкрапленную минерализацию сульфидов свинца и цинка, а с другой — сложной формы линзообразными залежами массивных свинцово-цинковых руд в туфогенных породах и известняках. В пределах Валхохского месторождения наряду с рудными телами с минерализацией сфалерита, галенита и пирита, развиты параллельные, местами секущие их кальцит-марказитовые жилы различной мощности.

По структурным условиям формирования на Квайсинском рудном поле выделяются три морфологических типа рудных тел: 1) рудные жилы и зоны внутрипластовых трещин отрыва в порфиритовой свите байоса; 2) метасоматические залежи — линзы и гнезда, приуроченные к внутриформационным системам трещин и пустотам в рифовых известняках; 3) рудные "будины" в зонах смятия и развальцевания вдоль контактов рудовмещающих пород в пределах Южного Квайсинского разлома (Джапаридзе, 1963).

Руды свинцово-цинковых месторождений Квайсинского рудного поля сложены в основном сфалеритом, дисульфидами железа, галенитом, карбонатами и кварцем.

Сфалерит — главный рудный минерал Квайсинских руд — представлен клейофановой разновидью и характеризуется светло-бурой, желтой окраской с зеленоватым оттенком. Он образует прожилки и гнезда в вулканитах порфиритовой свиты байоса, альбитофирах субвулканических тел и известняках верхней юры. Характерной особенностью квайсинских сфалеритов является отсутствие эмульсионных вкраплений халькопирита. Полисинтетические двойники, столь характерные для сфалеритов вообще, на участке Надарбаз отсутствуют, а в Варахкомских и Валхохских сфалеритах выражены весьма слабо.

Т.В.Иваницкий (1951, 1963) в рудах Верхнеквайсинского месторождения выделяет две структурно-морфологические разновидности сфалерита: 1) почковидные зонально-полосчатые, окрашенные в светлые цвета с отдельными полосками коричневого цвета и 2) плотные скрытокристаллические сфалериты, окрашенные также в светлые цвета различных оттенков. Аналогичные структурно-морфологические типы сфалеритов фиксируются в рудах Надарбазского, Валхохского и Варахкомского участков.

Зонально-полосчатый сфалерит при травлении в парах царской водки выявляет радиально-лучистое строение, причем никакой закономерности в расположении кристаллов сфалерита по отношению полос-

частости не наблюдается. Отдельные кристаллы, размеры которых на участке Варахком достигают 0,5–1 мм ориентированы поперек полосчатости и часто переходят из одной полоски в другую. В центральных частях зонально-полосчатых, почковидных агрегатов сфалерита нередко наблюдаются скопления галенита.

Отсутствие зонального внутреннего строения в зонально-полосчатых агрегатах сфалерита, а также радиально-лучистая структура указывают на процессы перекристаллизации и позволяют отнести зонально-полосчатые сфалериты к метаколлоидным образованиям, а плотные скрытокристаллические разности с мелкими округлыми выделениями сфалерита, не выявляющие при травлении кристаллического внутреннего строения, представляют собой колломорфные образования (Чухров, 1955).

Сфалерит образует выделения в кварце и пирите, интенсивно корродируя кварц и проникая вдоль межзерновых пространств пирита. В свою очередь сфалерит корродируется марказитом, который местами замещает отдельные его зерна и образует в нем прожилки. Марказитовые прожилки в сфалерите иногда сгущаются, переходят в сплошные выделения. В зонально-полосчатых агрегатах сфалерита наблюдаются мелкие пластинчатые кристаллы марказита вдоль полосчатости.

Галенит – второй по практическому значению минерал в рудах Квайсинского месторождения, образует вкрапления в рудных жилах и прожилках, среди пород порфиритовой свиты и альбитофирах. В известняках, совместно со сфалеритом, образует также сплошные выделения и гнезда. На участке Надарбаз местами отмечаются мелкие изолированные выделения галенита в известняках.

В изученных нами рудах (месторождения Надарбаз, Варахком, Валдох) отмечаются три структурно-морфологические разности галенита: 1) крупнокристаллический ранний, 2) мелкозернистый поздний и 3) мелкокристаллический, образующий закономерные вроски в сфалеритах. На месторождении Верхняя Квайса, помимо трех вышеотмеченных, Т.В.Иваницкий (1963) выделяет четвертый структурно-морфологический тип – перекристаллизованный свинчакоподобный галенит.

Крупнокристаллический галенит образует выделения, местами достигающие 10 мм. Они обычно окаймляются зонально-полосчатыми сфалеритами, местами мелкие прожилки последних секут галенит. В ряде случаев крупнокристаллический галенит в периферийных участках содержит густые вкрапления марказита. Крупнокристаллический галенит отмечается также в приальбандных участках каонатных жил и прожилков, где образует вкрапления идиоморфных кристаллов квадратного и треугольного сечения, нарастающих на стенки трещин. Ранний галенит местами в сростании со сфалеритом обычно цементи-

рует раздробленные кристаллы пирита, образуя в них субпараллельные, изредка взаимопересекающиеся прожилки.

Мелкозернистый галенит по сравнению со сфалеритом – более позднее образование. Он интенсивно корродирует и замещает сфалерит, цементирует его, образуя прожилки вдоль межзерновых пространств. Тонкие прерывистые прожилки галенита отмечаются вдоль отдельных полос зонально-полосчатых сфалеритов. В ряде случаев скопления позднего галенита содержат корродированные останцы сфалеритов. Поздний галенит образует прожилки и ксеноморфные выделения размерами от 0,1 до 2–3 мм как в пирите, так и в раннем карбоне; с другой стороны, вдоль плоскостей спайности позднего галенита отмечаются тонкие прожилки позднего карбоната – кальцита.

Третий структурно-морфологический тип галенита представлен закономерными вростками в сфалерите. Они представлены кристаллами квадратного сечения, местами выделениями дендритовой формы (участок Варахком) и приурочены главным образом к сфалеритам клейофанового типа.

Четвертый структурно-морфологический тип, выделенный Т.В. Иванецким (1963) на месторождении Верхняя Квайса – свинчаквидный галенит представляет собой продукт перекристаллизации крупнозернистого галенита и в большинстве случаев приурочен к метаморфизованным участкам рудных тел.

Структурно-текстурные взаимоотношения галенита с другими рудослагающими минералами позволяют выделить в рудах свинцово-цинковой формации три генерации галенита: ранний крупнокристаллический, образование которого предшествовало кристаллизации сфалерита; синхронный с выделением сфалерита, образующий закономерные сращения со светло-окрашенными его разностями и поздний галенит – ксеноморфные выделения, корродирующие сфалерит и образовавшийся после формирования основной массы последнего.

Дисульфиды железа в свинцово-цинковых рудах представлены пиритом, марказитом, мельниковитом, мельниковит-пиритом и мельниковит-марказитом. Они принимают участие в сложении свинцово-цинковых руд, в виде вкрапленности и прожилков пирит встречается и во вмещающих породах.

В вулканогенных вмещающих породах дисульфиды железа образуют вкрапления и гнезда, сложенные идиоморфными кристаллами пирита, размерами достигающими 5–10 мм. В измененных альбитофирах дисульфиды железа (преимущественно пирит) встречаются в виде прожилков и вкраплений, а в известняках – в виде редкой, тонкой вкрапленности.

В свинцово-цинковых рудах пирит, марказит и разновидности

мельниковита образуют выделения разной формы в кварце, сфалерите, реже в раннем карбонате. В кальцитовых прожилках пирит встречается преимущественно в призальбандных участках, местами образуя сплошные отторочки. Сплошные выделения и крупные кристаллы пирита обычно раздроблены и цементированы мелкообломочным пиритом и прожилками карбоната. Мелкозернистый пирит в интерстициях крупных обломков частично замещен марказитом, а истертый до пылевидного состояния, переходит в мельниковит. Раздробленные кристаллы пирита местами цементируются сфалеритом и галенитом.

В рудных телах, залегающих в силикатных породах, где основным жильным минералом является кварц, пирит тесно ассоциирует с последним, образуя сростания преимущественно в периферийных участках зерен кварца. Структурно-текстурные взаимоотношения пирита с кварцем указывают на их образование в начальной стадии рудообразовательного процесса, причем формирование кварца предшествует пириту и наблюдается частичное перекрытие их во времени.

Помимо кристаллического пирита в рудах отмечаются почковидные агрегаты последнего, выявляющие колломорфно-зональное внутреннее строение. В центральных частях колломорфно-зональные пириты содержат радиально-лучистые кристаллы марказита, окаймляющиеся полосками пирита, вдоль которых, в свою очередь, наблюдаются мелкие прожилки сфалерита. Почковидные агрегаты пирита, аналогично крупнокристаллическим пиритам, являются, по-видимому, наиболее ранними минералами в процессе рудообразования.

Наряду с вышеописанными разновидностями пирита отмечаются и более поздние его выделения, представленные мелкокристаллическими образованиями, которые совместно с марказитом и кальцитом заполняют межзерновые пространства в сфалерите, а местами цементируют раздробленные выделения последнего.

Марказит встречается в виде скоплений крупных (до 2-3 мм) кристаллов, имеющих в отдельных случаях прожилковую форму. Приурочены они преимущественно к выделениям сфалерита, в которых образуют взаимопересекающиеся прожилки, создавая типичную микротекстуру замещения. Замещение сфалерита марказитом подтверждается также наличием мелких корродированных останцев последнего в массе марказита. В свою очередь марказит цементируется галенитом и кальцитом. Прожилки отмеченных минералов часто наблюдаются в скоплениях марказита.

Мельниковит-пирит и мельниковит-марказит в описываемых рудах встречается в виде метаколлоидных образований, выявляющих радиально-лучистое и зонально-полосчатое внутреннее строение, местами войлочной структуры с мелкими игольчатыми кристаллами. Они содер-



жат крупные (2–3 мм) кристаллы пирита, по краям замещенные марказитом и мельниквит–марказитом, и округлые, слегка корродированные выделения сфалерита.

Возрастные взаимоотношения дисульфидов железа между собой и с другими рудослагающими минералами указывают на то, что выделение позднего пирита, марказита и разновидностей мельниквита происходило совместно после кристаллизации сфалерита и до образования позднего галенита и кальцита.

Халькопирит в свинцово–цинковых рудах пользуется весьма ограниченным распространением. В рудных телах он обнаружен на участке Варахком. На других участках встречается в ничтожном количестве в виде мельчайших (сотне и тысячные доли мм) вкраплений, местами в сростании с пиритом, во вмещающих вулканогенных породах, реже в сфалерите.

На участке Варахком выделения халькопирита достигают 0,1–0,2 мм. Они образуют вкрапления как в рудовмещающих породах, так и в рудах и жильных минералах. В сравнении со сфалеритом и пиритом халькопирит образует редкие вкрапления в кварце, встречается в малом количестве на перифериях карбонатных прожилков. В одном случае наблюдается обрастание круглого, изометричного выделения халькопирита радиально–лучистыми агрегатами кристаллов сфалерита.

Судя по структурно–текстурным взаимоотношениям халькопирита с рудослагающими минералами, он является одним из наиболее ранних рудных образований.

Вуртцит в свинцово–цинковых рудах Грузии (месторождения Квайса, Дзышра, Хвамли) впервые был установлен Т.В.Иваницим и Г.В.Цинцадзе (1959). Наблюдаемый в отдельных участках колломорфных сфалеритов клейофанового типа слабый эффект анизотропии, сильно завуалированный внутренними рефлексамми, позволил Т.В.Иваницикому высказать предположение о наличии совместно со сфалеритом фазы вуртцита. Предположение Т.В.Иваницкого о возможном наличии вуртцита в рудах Квайсинского свинцово–цинкового месторождения было подтверждено рентгеновским фазовым анализом.

Помимо вуртцита в анализируемых образцах сфалерита была обнаружена фаза гринокита. Наличие тесных сростаний сфалерита и вуртцита позволяет считать их одновременными образованиями.

Помимо вышеописанных рудных минералов на Квайсинском свинцово–цинковом месторождении разными исследователями выявлен ряд рудных минералов, имеющих в рудах ограниченное распространение. Так, Н.М.Прокопенко и В.П.Панковым описан арсениопирит в виде мелких включений в кварце и сфалерите, Г.М.Гогоберидзе (1949) – сульфосоль серебра, приуроченная к сфалериту, С.С.Боришанской (1958)

- гутчинсонит в виде мелких выделений в масее сфалерита и Х.А.Тедиашвили (1979) - блеклая руда на участке Валхох, образующая микроскопические включения неправильной формы в галените и халькопирите.

Кальцит - один из главных жильных минералов в рудных телах, залегающих в известняках. Он составляет основную массу жильных тел, где кварц встречается в ничтожном количестве. В рудных телах, приуроченных к силикатным породам (порфиридах, альбитофирах) роль кварца, как жильного минерала, значительно возрастает.

В Квайсинских рудах отмечаются два разновозрастных кальцита. Ранний кальцит образует аллотриоморфнозернистый, крупнокристаллический агрегат с размерами отдельных зерен до 10-15 мм. Ранний кальцит интенсивно корродирует кварц и образует прожилки вдоль трещин раздробленного пирита. Изредка в агрегатах раннего кальцита наблюдаются признаки метаморфизма, выраженные в изгибании отдельных двойникованных кристаллов, наличием в них микросдвигов и т.п. Ранний кальцит содержит ксеноморфные выделения сфалерита, галенита; вдоль трещин и межзерновых пространств отмечаются халцедон и барит. В прожилках раннего кальцита, содержащих вкрапления пирита и сфалерита, пирит обычно занимает периферийные участки - нарастает на стенки трещинок, в то время как сфалерит приурочен преимущественно к центральным частям. Структурно-текстурные взаимоотношения раннего кальцита с другими рудослагающими минералами, а также пространственное расположение выделений пирита и сфалерита в кальцитовых прожилках указывают на то, что образование раннего кальцита предшествовало кристаллизации сфалерита и происходило после формирования основной массы кварца и пирита.

В свинцово-цинковых рудах поздний кальцит по сравнению с ранним встречается в подчиненном количестве. Он образует тонкие, в ряде случаев сетчатые прожилки, сложенные мелкозернистыми агрегатами в раннем кальците, сфалерите, галените, халцедоне и барите. Возрастные взаимоотношения позднего кальцита с рудослагающими минералами указывают на наиболее поздний его возраст в процессе гипогенного рудообразования.

Помимо кальцита, в свинцово-цинковых рудах в ничтожном количестве встречается карбонат, по оптическим признакам условно относимый нами к сидерит-анкериту. Он образует тонкие каемки вокруг почковидных агрегатов пирита и сложен мелкими идиоморфными кристаллами, ориентированными поперек полосчатости зонального почковидного пирита. С агрегатами кристаллов сидерит-анкерита ассоциируют мелкие вкрапления пирита. Образование сидерит-анкерита приурочено, по-видимому, к начальной стадии рудообразовательного процесса.

Кварц и халцедон в квайсинских рудах встречаются преимущественно в рудных телах, залегающих в силикатных породах. Крупнокристаллический кварц, размеры отдельных зерен которого достигают 2–3 мм, в рудных телах встречается в виде агрегата идиоморфных кристаллов, образующих совместно с карбонатами прожилки и гнезда, где слагает преимущественно призматические участки. Кварц интенсивно корродируется кальцитом, содержит вкрапления сфалерита и галенита вдоль межзерновых пространств.

Структурно-текстурные взаимоотношения кварца с рудослагающими минералами указывают на то, что он является наиболее ранним образованием в рассматриваемых свинцово-цинковых рудах.

Халцедон присутствует в рудах в большем по сравнению с кварцем количестве. Во вмещающих породах и рудослагающих минералах он образует прожилки, линзы и скопления неправильной формы. В виде тонких прожилков, сложенных скрытокристаллическими агрегатами, халцедон отмечен в раздробленном пирите, сфалерите, раннем кальците.

Халцедон корродирует метаколлоидные и колломорфные выделения сфалерита. В зонально-полосчатых разностях скопления халцедона наблюдаются вдоль полосок; часто по контакту светло- и темноокрашенных полосок сфалерита цепочечно развиваются его мелкие агрегаты. В раннем кальците халцедон отмечен вдоль межзерновых пространств, местами в ассоциации с поздним кальцитом; в данном случае часто наблюдается цементация последним халцедоновых скоплений. Совместно с поздним кальцитом халцедон корродирует и галенит. В известняках халцедон местами образует округлые выделения, сложенные радиально-лучистыми агрегатами мелких удлиненных зерен. Образование халцедона, судя по структурно-текстурным особенностям, происходило в конце рудообразовательного процесса до выделения позднего кальцита.

Барит в свинцово-цинковых рудах встречается в виде жильного минерала, преимущественно в верхних горизонтах свинцово-цинковых жил и метасоматических залежей. В свинцово-цинковых рудах он образует скопления крупно-кристаллических агрегатов, а также встречается совместно с кальцитом в виде тонких прожилков в измененных породах. В кварц-карбонатно-сульфидных рудах барит образует прожилки в раннем кальците, цементирует и разъедает его вдоль межзерновых пространств. В свою очередь барит содержит тонкие прожилки халцедона и позднего кальцита. Судя по вышесказанному, барит образовался в конце рудообразовательного процесса, после формирования основной массы рудных минералов.

Флюорит в свинцово-цинковых рудах Юго-Осети впервые обнаружен Х.А.Тедиашвили и Р.А.Ахвледиани (1978) в виде кальцит-флюори-

товой жилы в ассоциации с рудной минерализацией (пирит, сфалерит, халцедон).

Вторичные минералы в свинцово-цинковых рудах встречаются в сравнительно малом количестве, в основном в виде гидроокислов железа в верхних горизонтах рудных жил и метасоматических залежей. Гидроокислы железа представлены лимонитом и гетитом. Лимонит образует полосчато-зональные стяжения, содержащие пластинчатые выделения пирита, ориентированные перпендикулярно полосчатости. Гетит образует лучистые агрегаты и, аналогично лимониту, содержит мелкие пластинчатые включения пирита.

Анализ парагенетических соотношений рудных и нерудных минералов, структурно-текстурные особенности руд указывают на одностадийное формирование свинцово-цинковых руд Квайсинского рудного поля в галенит-сфалеритовую (сульфидную) стадию минерализации. Безрудная - кварц-пиритовая стадия здесь проявлена весьма слабо. Возможно, с этой стадией связано выделение раннего кварца, пирита, халькопирита, сидерит-анкерита и арсенопирита.

Основная стадия минерализации характеризуется обильным выделением сульфидов свинца и цинка и образованием в малом количестве сопровождающих их редких минералов. Наиболее ранним минералом основной стадии минерализации является кальцит первой генерации, за которым следует кристаллизация галенита первой генерации, выделения которого часто обволакиваются зонально-полосчатым метакolloидным сфалеритом. Одновременно с последним кристаллизовались в малом количестве: вторая генерация галенита, вюрцит, гринокит и, возможно, гутчинсонит. Вслед за сфалеритом наблюдается выделение колломорфных дисульфидов железа - марказита и разновидностей мельниковита. Основная масса галенита (третья генерация) сформирована после дисульфидов железа и с этой генерацией галенита связано, по-видимому, выделение сульфосоли серебра и блеклой руды. Процесс минералообразования завершается выделением барита, халцедона, флюорита и позднего кальцита.

В Юго-Осетинском рудном районе помимо свинцово-цинковых месторождений Квайсинского рудного поля встречается ряд рудопроявлений (Скатыком, Раздаранком, Телнари, Мирткаджин и др.), которые по вещественному составу, структурно-текстурным особенностям и геологическим условиям нахождения несколько отличаются от вышеописанных.

В рудах рассматриваемых проявлений сравнительно в большем количестве присутствует халькопирит как в виде мелких изолированных выделений во вмещающих породах и основных рудослагающих минералах, так и в виде густых эмульсионных вкраплений в сфалерите; в

скатыкомских и раздаранкомских рудах наблюдается существенное преобладание галенита над сфалеритом. Все вышеотмеченные рудопро- явления пространственно связаны с породами порфиритовой свиты байоса. Рудные тела представлены двумя морфологическими типами - жилами выполнения и минерализованными зонами. Рудные жилы преимущественно четковидного строения, с неравномерным оруденением, где богатые рудные участки чередуются с безрудными, сменяя друг друга как по падению, так и по простиранию. Четковидное строение рудной жилы Скатыком обусловлено сбросо-сдвиговым характером рудовмещающего разрывного нарушения (Иваницкий, 1963).

Рудные жилы сложены кварц-карбонатной жильной массой, в которой рудные минералы (сфалерит, галенит, пирит) встречаются в виде вкраплений и прожилков. В отдельных участках жилы сложены массивной рудой. Минерализованные зоны представлены линейными участками смятия и дробления в породах порфиритовой свиты с вкраплено-прожилковым оруденением.

Рудные минералы представлены преимущественно сфалеритом, галенитом и дисульфидами железа, реже отмечается халькопирит и блеклая руда. Жильную безрудную массу слагают кварц, карбонаты и ба- рит.

Сфалерит в рассматриваемых рудах распределен неравномерно и встречается в весьма ограниченном количестве. В скатыкомских рудах сфалерит отмечается в виде выделений неправильной формы (до 3 мм), образующих густые вкрапления в массе окварцованной породы и жильного кварца. Сфалерит бурого цвета, без каких-либо следов колломорфной текстуры. Развивается он обычно вдоль межзерновых пространств кварца, корродирует его, содержит мелкие выделения галенита и прожилки позднего кальцита. Выделения сфалерита при стру- ктурном травлении в парах царской водки выявляют кристаллически- зернистое строение с размерами отдельных кристаллов до 2 мм, с четко выраженными полисинтетическими двойниками. Однако отдельные мелкие агрегаты сфалерита выявляют и мелкозернистое строение с зернами до 0,1-0,05 мм. Как правило, мелкозернистый агрегат сфа- лерита сложен изометрическими кристаллами, в которых полисинтети- ческие двойники отсутствуют. Мелкокристаллическое строение сфа- лерита иногда отмечается в периферийных участках крупных выделений сфалерита.

В обоих случаях в мелкокристаллическом сфалерите часто на- блюдаются мелкие выделения халькопирита и галенита неправильной формы размером 0,01-0,02 мм располагающиеся в основном в межзерно- вых пространствах сфалерита. Выделения сфалерита содержат тончай- шие эмульсионные вкрапления халькопирита в виде пылевидных скоп-

лений. Участки с пылевидными скоплениями халькопирита иногда имеют четкие ограничения в виде кристаллографических форм. Так, например, в крупнокристаллических агрегатах сфалерита встречаются удлиненные полосы с обильными вкраплениями халькопирита, которые совпадают с двойниковыми полосками, выявленными структурным травлением.

В мелкокристаллическом сфалерите (0,1–0,2 мм) скопления эмульсионных включений халькопирита также правильного кристаллографического очертания, однако при травлении в парах царской водки совпадения очертаний отдельных зерен и контуров халькопиритовых скоплений не наблюдается, что указывает на частичную перекристаллизацию руды.

Кварц обычно идиоморфен по отношению к сфалериту, образует хорошо ограненные кристаллы в массе сфалерита. Одновременно наблюдается частичное разъедание и коррозия кварца сфалеритом. Сфалерит корродирует и ранний пирит, образуя в нем небольшие прожилкообразные выделения. Одновременно в массе сфалерита часто встречаются выделения пирита, проникающие в сфалерит. В свою очередь сфалерит интенсивно корродируется и замещается галенитом – в галенитовых скоплениях часто наблюдаются ксеноморфные выделения сфалерита в виде корродированных реликтов. Местами отмечаются специфические сростания галенита и сфалерита – взаимные пересечения и взаимная коррозия, равномернозернистые аллотриоморфные сростания этих двух минералов.

Структурно-текстурные взаимоотношения сфалерита с другими рудослагающими минералами указывают на образование сфалерита после кварца и пирита до выделения галенита, частично перекрываясь последним.

Галенит – основной рудослагающий минерал на месторождении Скатыком и рудопроявлении Раздаранком. На последнем галенит слагает мономинеральные крупнокристаллические массивные руды. Реже он отмечается в виде вкраплений неправильной формы в окварцованных вулканогенных породах. В рудах проявления Скатыком галенит образует крупные, до 10 мм вкрапления как в измененных, окварцованных породах, так и в жильном кварце. Вкрапления галенитов в измененных породах обычно окаймляются кристаллами кварца, нарощенными на стенки пор. Галенит интенсивно корродирует кварц, образует ксеноморфные вкрапления в сфалерите, который в свою очередь содержит мельчайшие выделения блеклой руды. По данным Т.В.Иваницкого (1963), галенит на месторождении Скатыком значительно метаморфизован и образует мелкозернистые агрегаты с гранобластической структурой.

Дисульфиды железа в рассматриваемых рудах присутствуют в малом количестве и представлены главным образом пиритом. Лишь в единичных случаях наблюдается марказит в виде мелких ксеноморфных кристаллов в галените.

Пирит образует вкрапления различных размеров в виде отдельных кристаллов и скоплений кристаллов, приуроченных к окварцованным вмещающим породам и, реже, — к жильному кварцу. Размер отдельных кристаллов пирита варьирует от 0,01 до 0,5 мм, редко превышая 1 мм. В рудах фиксируется наличие двух разновозрастных пиритов — раннего и позднего.

Ранний пирит, приуроченный главным образом к вмещающим гидротермально измененным породам, образует изометрические кристаллы размерами 0,5–1 мм; они интенсивно корродированы сфалеритом и галенитом.

Поздний пирит более мелкокристаллический (0,2–0,5 мм), образует удлиненные кристаллы в рудослагающих минералах, в частности в галените. Ксеноморфен по отношению к сфалериту — местами наблюдаются удлиненные выделения пирита на границе жильного кварца и сфалерита, с ответвлениями прожилкообразных выделений в межзерновом пространстве последнего. В ряде случаев наблюдается окаймление поздним пиритом более или менее крупных выделений сфалерита. Редко поздний пирит в ассоциации с халцедоном фиксируется в виде прожилков в сфалерите.

В рудах, развитых в приповерхностных участках, пирит замещен лимонитом, образующим в нем густые прожилки, местами совместно с сидеритом.

Халькопирит в рудопроявлениях Скатыком и Раздаранком встречается двух типов: в виде мелких изолированных вкраплений во вмещающих породах, в сфалерите и галените и в виде мельчайших эмульсионных вкраплений в сфалерите. В существенно галенитсодержащих рудах халькопирит ассоциирует с галенитом, образуя в нем мелкие скопления, размерами не превышающими 0,2–0,3 мм. Обычно они корродированы галенитом.

Эмульсионные вкрапления халькопирита в сфалерите в виде тонкозернистых, пылевидных включений распределены неравномерно. Помимо эмульсионных вкраплений, среди агрегатов сфалерита наблюдается развитие изолированных мелких выделений халькопирита вдоль межзерновых пространств. Зерна сфалерита с тонкими изолированными включениями халькопирита обычно стерильны от эмульсионных вкраплений, что указывает также на образование этих включений за счет собирательной перекристаллизации эмульсионных вкраплений халькопирита.

Блеклая руда отмечается в Раздаранкомских и Скатыкомских

оруденениях. Она ассоциирует преимущественно с галенитом, образуя в нем мелкие (до 0,1 мм) червеобразные, изометричные и удлиненные, местами линейно ориентированные вкрапления. В ряде случаев наблюдается приуроченность мельчайших вкраплений блеклой руды к перифериям халькопиритовых вкраплений в галените. Со сфалеритом блеклая руда ассоциирует реже — мелкие вкрапления ее располагаются вдоль межзерновых пространств.

Андорит отмечен Т.В.Иваницким (1963) в галенитовых рудах месторождения Скатыком. Он представляет собой редкий минерал, ассоциирует с галенитом и образует в нем мелкие (десятые доли мм) выделения.

Магнетит также описан Т.В.Иваницким (1963) в скатыкомских рудах. Встречается в единичных случаях, развиваясь метасоматически по пириту.

Кварц один из основных жильных минералов в рассматриваемых рудопроявлениях. В сложении руд принимают участие две генерации кварца — мелкокристаллический мозаичный, местами перистый и скрытокристаллический халцедонообразный кварц. Мозаичный кварц образует аллотриоморфнозернистый агрегат с размерами отдельных зерен 0,1–0,5 мм, на некоторых участках отдельные кристаллы приобретают перистый облик и образуют в массе мозаичного кварца прожилкообразные и радиально-лучистые выделения. В жилах выполнения кристаллы кварца обычно нарастают на стенки трещин и обволакивают останцы вмещающих пород в рудных телах. С мозаичным, аллотриоморфным кварцем ассоциирует серицит, который встречается или в виде включений в зернах кварца, или же располагается вдоль межзерновых пространств. Что касается перистого кварца, образующего прожилкообразные выделения и радиально-лучистые агрегаты, то здесь включения серицита наблюдаются редко.

Рудные минералы — пирит, сфалерит и галенит, а также кальцит ксеноморфны по отношению к мозаичному и перистому кварцу. Пирит часто корродирует кварц, сфалерит развивается вдоль межзерновых пространств, местами окаймляя отдельные его кристаллы. Галенит и кальцит встречаются обычно в центральных частях кварцевых прожилков.

Халцедон в рудных телах имеет ограниченное распространение и встречается главным образом в околорудных метасоматитах, где развивается по основной массе вулканогенных пород порфиритовой структуры. Местами кристаллический кварц выявляет реликты коллоидно-зональной текстуры, проявляющейся в зональном распределении в кристаллах кварца пелитового вещества и наличием в агрегатах кристаллического кварца останцев халцедона с радиально-лучистой структурой, что обусловлено, по-видимому, процессами перекрис-



таллизации.

Карбонаты представлены также двумя генерациями – ранней и поздней. Они принимают участие в сложении рудных жил и минерализованных зон, где образуют прожилки, гнезда, замещают порфировые выделения вулканогенных пород.

Карбонат ранней генерации – доломит – представлен крупнокристаллическим агрегатом (10–15 мм), который интенсивно корродирует ранний кварц и содержит вкрапления сфалерита неправильной формы и прожилки галенита и халцедона.

Поздний карбонат – кальцит – образует также крупнокристаллический агрегат с тонкими, местами изгибающимися полисинтетическими двойниками; он не содержит рудных минералов, развивается вдоль межзерновых пространств раннего кварца, образует прожилки в сфалерите и галените.

Барит отмечен Т.В.Иваницким на месторождении Скатыком на горизонте штольни №5 в зальбанде рудной жилы.

Серицит, как было отмечено выше, ассоциирует с ранним кварцем и встречается в виде включений в кварце и его межзерновых пространствах.

Вторичные минералы в основном развиты в приповерхностных участках рудопроявлений. Они образованы замещением пирита лимонитом, галенита – церусситом и англезитом, халькопирита – халькозинном и ковеллином.

Пространственное распределение рудослагающих минералов в рудных жилах и минерализованных зонах и их структурно-текстурные взаимоотношения позволяют выделить в процессе формирования рассматриваемых свинцово-цинковых руд две стадии минерализации: кварц-пирит-халькопиритовую и галенит-сфалеритовую.

В течение первой стадии последовательно отлагались ранний кристаллический кварц, серицит, пирит, халькопирит.

Наиболее ранним образованием второй стадии минерализации является доломит, за которым следовало отложение сфалерита, одновременно с которым образовался халькопирит в виде эмульсионных вкраплений. Галенит кристаллизовался преимущественно после отложения сфалерита. Одновременно с ним отлагалась блеклая руда и андорит. Процесс гипогенной минерализации завершался выделением барита, халцедона и кальцита.

Вопросы генезиса и возраста свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа обсуждались в работах ряда исследователей.

Эпигенетический характер свинцово-цинковой минерализации рассматриваемого региона не вызывает сомнений, хотя существует

мнение о возможности образования свинцово-цинковых вкрапленных руд в доломитах осадочным путем в морских прибрежных водоемах, с последующим их метаморфизмом (стратиформные месторождения Брышха-Дзыпринской группы в Абхазии).

О возрасте свинцово-цинковых месторождений Южного склона Большого Кавказа также нет единого мнения. Как уже отмечалось, большинство месторождений и рудопроявлений приурочено к Гагрско-Джавской зоне, однако проявления свинцово-цинковой минерализации встречаются и в полосе развития сланцево-песчаных толщ зоны Южного склона в виде мелких секущих тел и вкрапленного оруденения в диабазах, диабаз-порфиритах и в контактовых участках последних с глинистыми сланцами. Свинцово-цинковое оруденение в отмеченных зонах в основном представляет собой составную часть медно-пирротин-полиметаллической сложной формации, за исключением рудных проявлений бассейна р.Кодори (Абхазия), где свинцово-цинковая минерализация, наряду с наложением на медно-пирротиновую формацию, образует фон, на котором, в свою очередь, развивается баритовое оруденение.

Среди свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений Гагрско-Джавской зоны по морфологическим особенностям и характеру оруденения выделяются жильные месторождения в изверженных (интрузивных и эффузивных) и глинисто-песчаных породах, стратиформные в карбонатных и жильно-метасоматические месторождения колломорфных руд в вулканогенных и карбонатных породах.

В соответствии с издавна разработанной металлогенической схемой (Твалчрелидзе, 1956), образование жильных галенит-сфалеритовых и барит-свинцово-цинковых месторождений, а также стратиформных галенит-сфалеритовых месторождений в карбонатных породах, приурочены к позднеорогенной стадии раннеальпийской металлогенической эпохи и возраст их соответственно определяется как верхнеюрский.

Геологические данные по месторождениям колломорфных свинцово-цинковых руд Квайсинского рудного поля (месторождения - Нижняя и Верхняя Квайса, Надарбаз, Варахком, Валхох) не позволяют однозначно решить вопрос об их возрасте. Ряд исследователей (Гогоберидзе, 1949; Иваницкий, 1951, 1963; Джапаридзе, 1963) придерживается мнения о юрском возрасте Квайсинского свинцово-цинкового месторождения; другая группа исследователей (Кахадзе, 1951; Шония, 1959; Твалчрелидзе, 1961; Надирадзе, Алибегашвили и др., 1976) возраст свинцово-цинковых и баритовых месторождений определяет как постэоценовый.

Исследования аргонового возраста околорудных метасоматитов

как по верхнеюрским известнякам, так и по породам вулканогенной свиты байоса андезит-базальтового состава, позволили М.М.Рубинштейну и др. (1968) определить возраст свинцово-цинковых месторождений колломорфных руд как миоценовый.

В последние годы выявлены новые геологические факты, уточняющие возраст Квайсинского оруденения, в частности установлено пересечение низов известняков нижнего мела штокверком галенит-сфалеритовых прожилков, а в слоистой пачке конгломератов, гравелитов и песчаников, налегающих на рифогенные известняки верхней юры обнаружена рудная галька (Жабин, Тамазшвили и др., 1982).

Анализ данных по вещественному составу и геологическим условиям нахождения свинцово-цинковых и связанных с ними оруденений Южного склона Большого Кавказа позволяют среди отмеченных рудных образований выделить ряд рудных формаций, надформационных категорий, минеральных и геологических типов.

Ведущей рудной формацией, определяющей основное промышленное значение является свинцово-цинковая простая формация. Она представлена сфалерит-галенитовой ассоциацией, являющейся вещественным выражением основной продуктивной стадии минерализации в процессе формирования свинцово-цинковых руд.

В результате совмещения в пространстве свинцово-цинковой простой формации с медно-пирротиновой и баритовой формациями возникли медно-пирротин-полиметаллическая (рассмотренная в предыдущей главе) и барит-полиметаллическая сложные формации. Среди оруденений свинцово-цинковой формации отмечаются два геологических типа: жильный и стратиформный. По преобладанию основных рудослагающих минералов в рамках свинцово-цинковой формации можно выделить сфалерит-галенитовые и галенит-сфалеритовые минеральные типы.

Особняком стоят месторождения колломорфных свинцово-цинковых руд Квайсинского рудного поля. Специфическая направленность рудообразовательного процесса, своеобразный состав и строение руд, а также приуроченность процессов рудообразования к стадии тектономагматической активизации Большого Кавказа позволяют выделить рудные образования Квайсинского рудного поля и аналогичных месторождений Валхох, Варахком и др. в качестве самостоятельной рудной формации колломорфных свинцово-цинковых руд.

### Мышьяковые месторождения

Мышьяковые месторождения и рудопроявления Южного склона Большого Кавказа сконцентрированы преимущественно в центральной

его части Сванети (Цанское арсенопиритовой рудное поле), Раче (Лухумское реальгар-аурипигментовое месторождение) и Юго-Осети (Сохтинское, Абанойское, Хампалгомское реальгар-аурипигментовые рудопроявления).

Цанское рудное поле, общей площадью до 25 км<sup>2</sup> объединяет Цурунгальское, Зесхойское и Чорохское месторождения. Оно расположено на Южном склоне Большого Кавказа, в верховьях бассейна р.Цхенисцкали. Участок рудного поля сложен породами древнего кристаллического комплекса, глинисто-сланцевыми отложениями нижней юры, секущими и межпластовыми дайками диабазовых пород, кайнозойскими гранитоидными интрузиями и их жильными дериватами.

Комплекс древних кристаллических пород представлен различными кристаллическими сланцами, гнейсами и нижнепалеозойскими гранитоидами. С северо-востока на юго-запад древние кристаллические породы вдоль Главного надвига перекрывают нижнеюрские глинисто-сланцевые отложения, мощность которых здесь достигает 3000 м. Диабазовые породы, широко распространенные в зоне осевого поднятия Центрального Кавказа и Главного надвига, в виде даек и штокообразные тела залегают как в глинисто-сланцевых отложениях, так и в породах древнего кристаллического субстрата.

Кайнозойские гранитоидные интрузии представлены Цурунгальским, Чорохским и Тотельдашским массивами. Цурунгальский гранитоидный массив штокообразной формы с крутыми контактами. Сложен он порфировидными гранитами, гранодиорит-порфирами и среднезернистыми биотитовыми гранит-порфирами. В массиве наблюдаются ксенолиты вмещающих глинисто-сланцевых пород и дайки диорит-порфиров. Вмещающие массив глинистые сланцы сильно ороговикованы. Чорохский и Тотельдашский интрузивы более мелкие по размерам.

Жильные дериваты гранитоидных пород образуют мелкие штокообразные и дайковые тела. Среди них наиболее распространены дайки северо-западного простирания, сложенные кварцевыми диоритами. Они секутся более поздними штокообразными и жильными телами гранитоидов.

Тектоника Цанского рудного поля обусловлена его положением в зоне Главного надвига, являющегося основной магмо- и рудоконтролирующей структурой. Юрские глинисто-сланцевые отложения, составляющие большую часть площади рудного поля, интенсивно дислоцированы, сжаты в изоклинальные, опрокинутые на юг складки. Из дизъюнктивных нарушений, помимо Главного надвига, в пределах рудного поля фиксируются многочисленные дорудные, внутрирудные и пострудные нарушения. Статистический анализ трещин, замеренных в песчано-сланцевых отложениях лейаса и гранитоидах Цанского рудного поля, поз-

воляет выделить здесь три системы трещин: северо-западного, северо-восточного и близмеридионального направлений, причем первые две по своему характеру соответствуют трещинам скалывания, а третья — трещинам отрыва (Надирадзе, Алибегашвили, Кахадзе, Отхмезури, 1973).

Цурунгальское кварц-арсенопиритовое месторождение генетически связано с Цурунгальской гранитоидной интрузией и представлено системой кварц-арсенопиритовых жил, залегающих на северо-западной и юго-восточной перифериях интрузивного массива. Месторождение состоит из двух участков — Западного и Восточного. На первом расположены 4 жилы, а на втором — более 20.

Вмещающими породами являются измененные, ороговикованные глинистые сланцы, однако в ряде случаев наблюдается переход кварцево-рудных жил в измененные гранодиориты Цурунгальского массива. Мощность жил варьирует в пределах 0,1–0,8 м, местами достигая в раздувах 1,5–1,8 м. Рудные жилы прослеживаются по простиранию от 100 до 1200 м с вертикальным размахом оруденения до 800 м. Простирание кварц-арсенопиритовых жил преимущественно северо-восточное 20–70°, с падением на Западном участке на юго-восток, а на Восточном — на северо-запад, т.е. в сторону интрузивного массива (рис. 14).

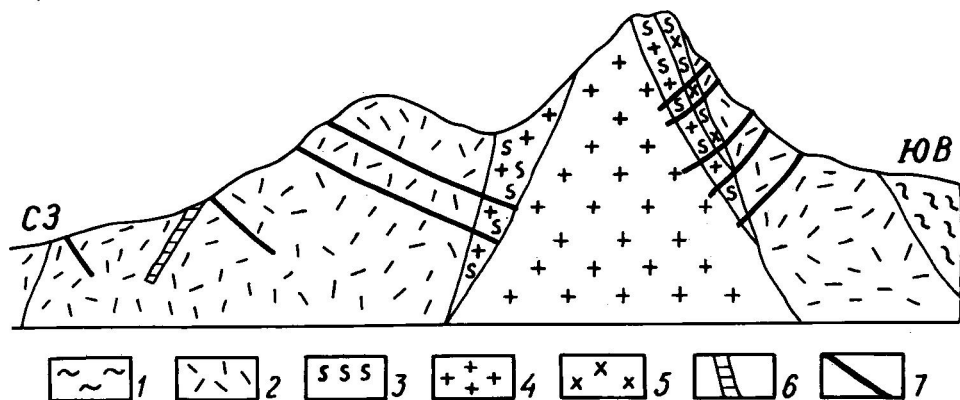


Рис. 14. Схематический разрез Цанского месторождения. 1 — песчано-глинистые сланцы; 2 — ороговикованные породы; 3 — грейзены; 4 — гранодиорит-порфиры; 5 — порфиоровидные граниты; 6 — диорит-порфиры; 7 — рудные жилы.

Исключительная приуроченность кварц-арсенопиритовых жил северо-восточного простирания к контактовым зонам интрузива с падениями в сторону массива дают основание предположить, что они являются краевыми трещинами, сформировавшимися при внедрении гранитоидного массива в толщу песчано-сланцевых отложений. По характеру эти трещины должны соответствовать нарушениям надвигового типа

(Надирадзе, Алибегашвили, Кахадзе, Отхмезури, 1973).

Кварц-арсенопиритовые жилы представлены типичными трещинными образованиями, с резким колебанием мощностей. Жильная форма рудных тел осложняется разрывами, пережимами, мелкими ответвлениями. Иногда рудные жилы, разветвляясь, образуют штокверковые тела малых размеров. В рудных телах нередко наблюдаются пустоты с друзами кварца и сульфидов.

Помимо кварц-арсенопиритовых жил на Цанском рудном поле по характеру минерального заполнения выделяются кварцево-молибденово-вольфрамовые и кварцево-турмалино-арсенопиритовые жилы. Кварцево-молибденово-вольфрамовое оруденение встречается в виде сети тонких кварцевых прожилков штокверкового типа с убогими вкраплениями молибденита и вольфрамита. Оруденение локализовано в гранитоидных массивах и в ороговикованных сланцах приконтактной зоны.

Кварцево-турмалино-арсенопиритовые жилы также залегают в гранитоидах, достигая мощности 0,1–0,2 м, и прослеживаются на расстояние не более 30 м, выклиниваясь в обе стороны. Помимо кварца, арсенопирита и турмалина, содержат редкие вкрапления пирита и халькопирита.

Околорудные изменения вмещающих пород вдоль зальбандов кварцево-молибденово-вольфрамовых и кварцево-турмалино-арсенопиритовых жил выражены интенсивной грейзенизацией и окварцеванием, а вдоль кварцево-арсенопиритовых жил – мусковитизацией, хлоритизацией и окварцеванием.

Вмещающие глинистые сланцы, прерванные неоинтрузиями кайнозойского возраста, на контактах интенсивно метаморфизованы и превращены в андалузито-биотитовые и кордиерит-биотитовые роговики. Околорудные грейзены образованы как за счет гранитоидов, так и за счет вмещающих их ороговикованных песчано-глинистых пород. Среди грейзенов Цанского рудного поля выделяются три минеральные фации, последовательно сменяющиеся друг другом: кварцево-слюдистая, кварцево-турмалиновая и кварцевая (Надирадзе, Алибегашвили и др., 1973).

Минеральный состав руд Цанского рудного поля довольно многообразен, здесь насчитывается свыше 30 гипогенных минералов. Главные и наиболее распространенные из них кварц, арсенопирит, халькопирит и кальцит. Второстепенные минералы представлены молибденитом, вольфрамитом, пирротинном, сфалеритом, блеклыми рудами, галенитом, антимонитом, станнином и турмалином. Гипергенные минералы представлены вторичными минералами железа, меди и мышьяка.

Арсенопирит является главнейшим рудным минералом кварц-арсенопиритовых жил Цанского рудного поля. Он резко преобладает над остальными рудными минералами и образует две генерации, резко раз-

личающиеся по времени образования. Ранний арсенопирит присутствует в рудах в малом количестве и тесно связан с турмалином в кварцево-турмалино-арсенопиритовых жилах. Он представлен разноориентированными, удлинненными кристаллами ромбического габитуса. Образован позже турмалина, на что указывает коррозия арсенопиритом турмалина и заполнение пустот между его идиоморфными кристаллами.

Арсенопирит поздней генерации слагает основную массу мышьяковой руды Цанского рудного поля и представлен как сплошными выделениями, образующими массивные мономинеральные руды, так и прожилками и вкраплениями во вмещающих породах и жильном кварце. Габитус отдельных кристаллов арсенопирита несколько вытянутый, призматический, строение в большинстве случаев крупнозернистое.

Халькопирит – второй по распространенности рудный минерал кварц-арсенопиритовых руд Цанского рудного поля. Выделяясь позже арсенопирита, халькопирит тесно ассоциирует с пирротинном и отлагается, по-видимому, синхронно с ними. В свою очередь, халькопирит сечется станнином и блеклой рудой. Незначительная часть халькопирита более поздняя, тесно ассоциирует со сфалеритом и образована в результате распада твердого раствора.

Пирит – распространенный минерал и представлен двумя разновозрастными генерациями. Ранний пирит, образующий единичные кристаллы и скопления мелких кристаллов в кварц-арсенопиритовых рудах, выделяется почти одновременно с арсенопиритом второй генерации. Он тесно ассоциирует с пирротинном и халькопиритом, часто образуя в них цепочкообразные выделения.

Станнин – главный оловосодержащий минерал и встречается в основном в виде крупных выделений неправильной формы. Основная масса станнина образована, по-видимому, после халькопирита и сфалерита.

Кварц, являясь основным жильным минералом, образует несколько разновидностей: 1) молочно-белый, короткокристаллический, плотный, 2) мозаичный, прозрачный и полупрозрачный, длинностолбчатый и 3) сахаровидный мелкокристаллический.

Кальцит – наиболее поздний рудослагающий минерал кварц-арсенопиритовых руд. Встречается преимущественно в трещинах арсенопиритовых, пирротинных и халькопиритовых агрегатов. Наряду с этим, значительные скопления кальцита встречаются в виде самостоятельных, секущих руду жил.

Кварц-арсенопиритовые руды слагают основную массу рудных тел Цанского рудного поля. Среди них различаются сплошные арсенопиритовые руды, приуроченные к зальбандам кварц-арсенопиритовых жил, полосчатые руды, имеющие подчиненное распространение и представ-

ленные чередующимися полосами кварца и арсенопирита, вкрапленные руды – жильный кварц с вкраплениями арсенопирита и редко встречающиеся брекчиевые руды – обломки сланцев, сцементированные кварц-арсенопиритовой рудой.

На месторождении устанавливается шесть стадий минерализации: молибденово-вольфрамовая, турмалин-арсенопиритовая, арсенопиритовая, медно-пирротиновая, полиметаллическая, сурьмяная (Рудные формации Кавказа, 1978). Однако не все стадии на Цанском рудном поле проявлены одинаково. Основной стадией, определяющей "лицо" месторождения и его промышленную ценность, является третья – арсенопиритовая стадия, в процессе которой была сформирована кварц-арсенопиритовая формация Южного склона Большого Кавказа.

Следует отметить, что не все исследователи принимают вышеприведенную последовательность образования минеральных ассоциаций на Южном склоне Большого Кавказа. К примеру, В.Р.Надирадзе (Надирадзе, Алибегашвили и др., 1973) считает, что медно-пирротиновая и полиметаллическая ассоциации по времени образования предшествовали молибденово-вольфрамовой и арсенопиритовой ассоциациям.

Лухумское реальгар-аурипигментовое месторождение расположено на южном склоне Главного Кавказского хребта, в бас.р.Лухунисцкали – правого притока р.Риони. Оно приурочено к флишевой зоне и залегает в верхней карбонатной свите верхнеюрского-нижнемелового флиша. Флишевые отложения здесь представлены известняками (хемогенными, органогенно-полидетритовыми, обломочными), мергелями с песчанистыми разностями, терригенно-карбонатными образованиями (песчанистыми, алевролитовыми и глинистыми известняками) и карбонатными сланцами (Алибегашвили, 1969).

В пределах Лухумского месторождения известен ряд рудных зон, участков, отдельных жил с реальгар-аурипигментовым оруденением, среди которых наиболее важным промышленным объектом является т.н. Главная рудная зона. Она приурочена к крупной антиклинальной складке, сложенной чередующимися слоями известняков, песчанистых известняков, известковистых песчаников и известково-глинистых сланцев.

Основной структурной единицей, контролирующей оруденение, является крупный продольный разлом, проходящий вдоль северного крыла вышеупомянутой антиклинальной складки, параллельно ее оси на левом склоне ущелья р.Маднис-Геле, с простиранием – северо-запад  $280-290^{\circ}$ , с крутым углом падения на юго-запад и северо-восток. Зона продольного разлома прослеживается на несколько километров и представлена перемятыми, развальцованными породами, местами превращенными в тектоническую глину. Рудные тела Лухумского мес-



торожения, по Б.А.Алибегашвили (1969), приурочены к участкам пересечения отмеченной зоны разлома с более поздним, субмеридиональным разрывом, хорошо прослеживающимся в нижнеюрских отложениях, а в пределах Лухумского месторождения – представленным интенсивно трещиноватой полосой, шириной в несколько сот метров, пропитанной густой сетью кварц-карбонатных прожилков.

Помимо отмеченных разрывных нарушений, встречаются межпластовые трещины, проходящие на границах пород различной компетентности, выполненные кварц-кальцитовый жильной массой; внутрипластовые и секущие трещины с аналогичным выполнением.

Вмещающими породами реальгар-аурипиgmentовых руд являются окварцованные известняки, чередующиеся с известково-глинистыми сланцами.

Детальные исследования структуры рудного поля, морфологии рудных тел Лухумского месторождения, изучение характера рудовмещающих трещин, литологии и физико-механических свойств вмещающих пород позволило Б.А.Алибегашвили на Лухумском м-нии выделить ряд структурно-морфологических типов рудных тел (1969): 1) рудные тела, возникшие в связи с согласными трещинами в "благоприятных" породах; 2) рудные тела в трещинах скола, ориентированные под острым углом к осям складок; 3) рудные столбы в участках искривления согласных межпластовых рудоносных трещин; 4) рудные столбы, связанные со структурами будинажа; 5) штокверковые рудные зоны вдоль взбросо-сдвига и в связи с сопряженными с ними оперяющимися трещинами; 6) рудные столбы в местах пересечения трещин скола.

Простирание всех вышеотмеченных структурно-морфологических типов рудных тел субширотное – согласное с вмещающими породами.

Главная рудная зона Лухумского месторождения по характеру и интенсивности оруденения условно разделена на два участка – Западный и Восточный. Западный участок объединяет три наиболее крупных и богатых реальгар-аурипиgmentовых тела (I, II и III рудные тела), представленных рудными линзами, столбом и жилами. На Восточном участке известны два рудных тела (IV и V), представленных перемятыми известково-глинистыми сланцами с убогим вкрапленным оруденением реальгара и кварц-антимонитовой жилой мощностью 0,3–0,7 м с наложенной мышьяковой минерализацией в виде вкрапленников и примазок реальгара.

Околорудные изменения вмещающих пород выражены мощной (до 15 м) зоной окварцевания, серицитизации, хлоритизации и каолинизации.

Основные гипогенные рудные минералы лухумских руд – реальгар и аурипиgment, в значительно меньших количествах присутствуют

антимонит, пирит, халькопирит, марказит, сфалерит, ливингстонит, арсенопирит, киноварь, мельниковит; нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, каолинитом, хлоритом, серицитом, пирофиллитом, альбитом, а вторичные – лимонитом, скородитом, фармакосидеритом, стибноконитом, симплезитом, сурьмяной охрой.

Реальгар – один из основных рудных минералов и образует в лухумских рудах как сплошные бесформенные выделения или мелкие прожилки и вкрапления, так и хорошо ограненные кристаллы размером до 10 мм. Последние встречаются в друзовых пустотах в виде многогранных призм с пирамидальным окончанием. Обычно реальгар тесно ассоциирует с аурипигментом, образуя с последним взаимные прорастания. Местами, в частности на восточном участке Главной рудной зоны, реальгар ассоциирует с хорошо ограненными кристаллическими агрегатами антимонита, скопляясь в виде друзовых образований в пустотах пород.

В лухумских рудах выделяются три генерации реальгара. Реальгар первой генерации ассоциирует с крупнокристаллическим антимонитом, кварцем и кальцитом и встречается в виде тонких прожилков и жил или же в виде довольно крупных кристаллов в друзовых пустотах. Кристаллизуется он позже пирита и арсенопирита и почти синхронно (с некоторым опозданием) с крупнокристаллическим антимонитом, кальцитом и кварцем. Вторая генерация реальгара представлена в виде сплошных бесформенных и мелкокристаллических скоплений, прожилков, жил и единичных вкраплений в массе аурипигмента. Почти вся основная масса скоплений реальгара на Лухумском месторождении относится ко второй генерации. Третья генерация реальгара представлена редкими вкраплениями и примазками в кварц-кальцитовых прожилках.

Аурипигмент, как и реальгар, является главным рудным минералом и имеет на Лухумском месторождении одинаковое с ним распространение. Встречается в виде крупных идиоморфных кристаллических агрегатов, с пустотками которых связаны хорошо ограненные кристаллы в виде друз и щеток. Часто совместно с реальгаром и кварцем замещает боковые породы с образованием сплошной метасоматической руды. Редко аурипигмент встречается в виде мелких кристаллических агрегатов в тонких молочно-белых прожилках кварца, совместно с реальгаром. Аурипигмент тесно ассоциирует с реальгаром и кварцем, а также карбонатами, реже – с антимонитом. Образовался он значительно позднее крупнокристаллического антимонита и реальгара I генерации и кристаллизовался, по-видимому, совместно с реальгаром II генерации, образуя вместе с ним богатую реальгар-аурипигментовую руду.

Антимонит представляет собой менее распространенный минерал в лухумских рудах, по сравнению с реальгаром и аурипигментом. Он встречается сравнительно в большем количестве в У рудном теле восточного участка Главной рудной зоны и представлен в кварцевых жилах крупнокристаллическими агрегатами и в окварцованных сланцах — мелкоигльчатыми разностями. Эти разности антимонита отнесены к двум разновозрастным генерациям данного минерала. Крупнокристаллический антимонит вместе с крупнокристаллическим аурипигментом образован почти одновременно и относится к ранней генерации, а тонкоигльчатый антимонит поздней генерации кристаллизовался, по-видимому, после основной массы аурипигмента, возможно перекрываясь во времени с реальгаром III генерации.

Пирит — широко распространенный минерал на всех участках и горизонтах месторождения и встречается в виде рассеянных вкрапленных в окварцованных породах. По времени образования он является одним из наиболее ранних рудослагающих минералов.

Арсенопирит, аналогично пириту, совместно с ним образует тонкие вкрапления в массе окварцованных пород. Образовался он в начальной стадии гидротермального процесса чуть позже пирита. Совместно с пиритом и арсенопиритом в малом количестве выделялся халькопирит, встречающийся с вышеотмеченными минералами в окварцованных породах в виде единичных вкраплений.

Мышьяковистый мельниковит (землистые разности марказита) в большом количестве встречается в виде черной рыхлой землистой массы в рудных образованиях, местами придавая руде черный оттенок. На отдельных участках он образует гнездовидные скопления или встречается в виде полосок в глинистой массе. Судя по структурным взаимоотношениям с реальгаром и аурипигментом, этот минерал является более поздним образованием.

Кварц — основной жильный минерал в лухумских рудах. На месторождении установлены следующие генерации и модификации кварца (Надирадзе, Алибегашвили и др., 1973): 1) кварц ранней генерации — массивный, молочно-белого цвета, сопровождается рассеянной минерализацией пирита и арсенопирита; 2) кварц зернистый, ассоциирующийся с ранней генерацией кальцита, реальгара и антимонита; 3) кварц прозрачный, крупнокристаллический, образующий друзы в пустотах, нередко в послыном чередовании с аурипигментом и реальгаром II генерации; 4) мелкокристаллический сахаровидный кварц, образующий мелкие прожилки в рудных жилах, встречающийся иногда в виде мелких друз, содержит убогое оруденение в виде вкраплений позднего реальгара и игльчатые мелкие кристаллы антимонита; 5) жильный кварц, наиболее поздний, образующий друзы и щетки очень мелкого горного

хрустали в верхних горизонтах месторождения, с ним связаны безрудные кальциты в виде крупных ромбоэдрических кристаллов.

Кальцит, как и кварц, наиболее распространенный жильный минерал в лухумских рудах. Он тесно ассоциирует с кварцем всех генераций, однако из-за отсутствия характерных модификаций кальцита установить его генерации затруднительно. Б.А.Алибегашвили (1969) удалось установить три разновидности кальцита, ассоциирующих, соответственно, с кварцем первой, второй и третьей генерации.

Текстуры руд Лухумского месторождения довольно разнообразны. Встречаются брекчиевые, симметрично-полосчатые, друзовые, пятнистые, массивные, реже прожилково-вкрапленные и прожилково-сетчатые типы руд.

В Юго-Осетинском рудном районе известен ряд рудопроявлений мышьяка, представленных реальгар-аурипигментовым оруденением (Сохта, Абано, Хампалгом). Они концентрируются преимущественно в окварцованных туфобрекчиях порфиритовой свиты байоса и контролируются трещинами отрыва северо-восточного падения (Мачавариани, 1974). Рудные тела реальгар-аурипигментовых рудопроявлений Юго-Осети представлены главным образом штокверковым типом оруденения - раздробленными туфогенными породами и песчаниками с кальцит-реальгаровыми и реальгаровыми прожилками и вкраплениями. Руды сложены реальгаром, аурипигментом, пиритом, мельниковитом, жильным кварцем и кальцитом.

По структурно-текстурным взаимоотношениям рудных и нерудных минералов в процессе формирования реальгар-аурипигментовых руд выделяют пять стадий минерализации: кварц-пиритовую с арсенопиритом, кварц-карбонат-реальгар-аурипигментовую, кварц-карбонат-реальгар-аурипигментовую (главную), кварц-карбонатную с мелкозернистым и землистым реальгаром и кварц-кальцитовую безрудную.

Аналогично кварц-арсенопиритовым рудам, в реальгар-аурипигментовых рудах стадии выявлены неравномерно. В определенных участках большинство стадий не фиксируется, при наличии на всех месторождениях и рудопроявлениях третьей (главной) стадии кварц-карбонатно-реальгар-аурипигментовой минерализации. Именно продукты этой стадии в виде скоплений реальгара и аурипигмента определяют промышленную ценность отмеченных месторождений.

Анализ данных по вещественному составу и геологическим условиям нахождения мышьяковых и связанных с ними оруденений Южного склона Большого Кавказа указывает на то, что из описанных выше рудных образований в качестве простых рудных формаций следует выделить кварц-арсенопиритовую и реальгар-аурипигментовую, резко отличающихся как по вещественному составу, так и по геологическим

условиям образования. Судя по вещественному составу, характеру околорудных изменений, геологическому положению, кварц-арсенопиритовые месторождения и рудопроявления являются более высокотемпературными образованиями и связаны с третичными гранитоидными интрузиями, тогда как реальгар-аурипигментовые месторождения не выявляют даже отдаленной связи с магматической деятельностью и, судя по исследованию газово-жидких включений в рудовмещающих минералах, образование их происходило в условиях низких температур (Долидзе, 1974).

В рамках простых формаций - кварц-арсенопиритовой и реальгар-аурипигментовой, соотношения главных рудослагающих минералов не меняются, поэтому минеральные типы в них не выделяются. Не выделены и геологические типы, т.к. и кварц-арсенопиритовые и реальгар-аурипигментовые месторождения представлены лишь жильным оруденением с присущими ему характерными чертами.

### Редкометалльные месторождения

Редкометалльные месторождения и рудопроявления Южного склона Большого Кавказа развиты преимущественно в центральной его части, в пределах поперечного Транскавказского поднятия - в Горной Раче и Сванети, хотя следует отметить, что отдельные проявления редкометалльных руд (в частности, сурьмы и ртути) встречаются и в западных и восточных частях зоны Южного склона.

Редкометалльные месторождения и рудопроявления в рассматриваемом регионе представлены кварц-молибденитовыми, молибденит-вольфрамитовыми с арсенопиритом и касситеритом, кварц-форберитовыми, кварц-антимонитовыми и киноварными оруденениями. Отмеченные месторождения и рудопроявления по геологическим условиям формирования можно разделить на две группы - высокотемпературные и низкотемпературные.

К высокотемпературным редкометалльным оруденениям относятся кварц-молибденитовые (месторождение Кароби, рудопроявления Эдена, Киртышо, Буба в Горной Раче) и молибденит-вольфрамовые с арсенопиритом и касситеритом (Чорохское рудопроявление в Нижней Сванети) рудопроявления.

Все высокотемпературные редкометалльные месторождения и рудопроявления, в отличие от низкотемпературных, выявляют пространственную (по-видимому, и генетическую) связь с интрузивными породами. Молибденит-вольфрамовые жилы с касситеритом Чорохского рудопроявления - с Цурунгальской кайнозойской интрузией, Каробское кварц-

молибденовое оруденение - с штоками неогеновых дацитов.

Каробское, ныне отработанное, молибденовое месторождение расположено в верховьях р. Чвешура, левого притока р. Риони и приурочено к зоне Главного надвига, представленной здесь несколькими субпараллельными разломами взбросо-надвигового типа.

Участок Каробского месторождения сложен древними кристаллическими сланцами, гнейсами и палеозойскими гранитоидами, содержащими ксенолиты габброидных пород. Отмеченные метаморфические и магматические образования слагают здесь древний кристаллический комплекс, надвинутый к югу по Главному надвику на глинисто-сланцевые отложения нижней юры. Магматические образования Каробского месторождения представлены дайками и жилами диабазов, кварцевых альбитофиров и дацитов, залегающих как в породах древнего кристаллического комплекса, так и в нижнеюрских сланцах. Дациты здесь образуют три выхода, возможно, соединяющиеся на глубине (Харашвили, 1939). С одним из них связана молибденовая минерализация Каробского месторождения. Кварцевые альбитофиры, встречающиеся на Каробском месторождении, секут линию надвига и, в свою очередь, пересекаются дацитовыми жилами.

Нижнеюрские сланцы смяты в изоклинальные, опрокинутые на юго-запад складки и нарушены субпараллельными Главному надвику разрывами более низких порядков. К ним приурочены магматические образования, а также скарнированные и брекчированные породы. Жилы и штоки альбитофиров и дацитов разбиты трещинами различных направлений, статистические замеры которых позволили В.Р.Надирадзе, Б.А.Алибегашвили и др. (1973) выделить здесь четыре системы трещин: северо-западного, северо-восточного, близмеридионального и близширотного направлений. Кварц-молибденитовое оруденение приурочено к крутопадающим трещинам северо-восточного направления, представляющим собой продольные трещины отдельности в дацитах и являющимся рудоконтролирующими.

Молибденоносная дайка биотитового дацита мощностью до 20 м в поперечном направлении пересекает линию Главного надвига, она падает на юго-восток  $130^{\circ}$  под углом  $85^{\circ}$  и прослеживается по простиранию на 150 м. В северо-восточном направлении переходя в гранитоиды, дайка дацита постепенно выклинивается. К юго-западу она разветвляется на две части и быстро выклинивается в глинистых сланцах после пересечения Главного надвига. Экзоконтактные изменения в древних гранитах выражены перекристаллизацией кварца и биотита, а в глинистых сланцах лейаса - новообразованиями слюды и пятнистых сланцев (рис.15).

Оруденение представлено рассеянной вкрапленностью молибдени-

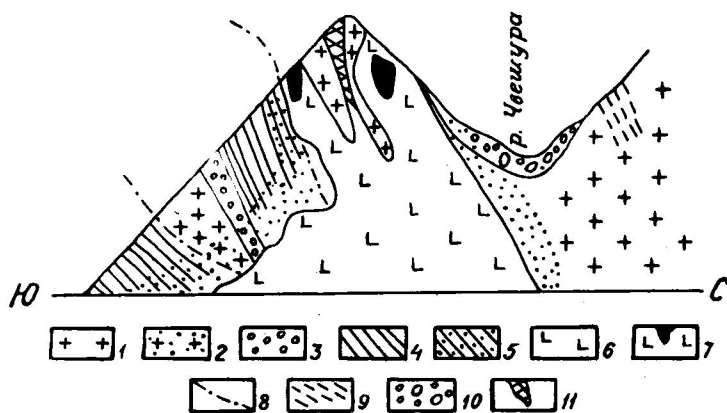


Рис.15. Схематический разрез в плоскости выходов дацита хребта Кароби (по Г.И.Харашвили, 1939).

I - граниты; 2 - контактово-измененные граниты; 3 - песчаники; 4 - глинистые сланцы; 5 - контактово-измененные сланцы; 6 - дациты; 7 - оруденелый дацит; 8 - надвиг; 9 - зоны разлома с оловоносными полиметаллами; 10 - морена; II - скарны.

та, приуроченного к прожилкам кварца, секущим дацитовый шток. Наиболее интенсивная минерализация молибденита наблюдалась в верхних горизонтах штока, особенно на участках пересечения дацитом жилы альбитофира, где оруденение молибденита было развито на всю мощность (до 20 м) дацитового тела. С глу-

биной интенсивность минерализации уменьшалась и ею была охвачена лишь незначительная часть дацитового штока (примерно 2 м на периферии). Общая вертикальная протяженность рудного тела превышала 100 м.

Минеральный состав каробских руд сравнительно простой. Основной рудный минерал - молибденит, жильный - кварц. В незначительном количестве в рудах встречаются пирит, арсенопирит, халькопирит, антимонит, фторapatит, кальцит.

Выделение молибденита связывается с процессам окварцевания дацита (Харашвили, 1939), которые протекали в три фазы (стадии), причем молибденоносными были первые две. В раннюю стадию образовались вкрапленные руды, в позднюю - прожилковые и прожилково-вкрапленные; третья стадия, по данным Г.И.Харашвили, безрудная.

Молибденит в каробских рудах представлен мелкими вкраплениями и чешуйками, местами прожилкообразными выделениями в маломощных жилах кварца и окварцованных участках дацита. Размеры вкраплений и чешуек молибденита варьируют в пределах 0,1-0,6 мм. Часто встречаются скопления чешуек молибденита, местами образующие радиально-лучистые агрегаты. Вкрапления молибденита, местами довольно густые, приурочены обычно к призальбандовым частям кварцевых жил, секущих дацит.

Пирит встречен в оруденелом даците в виде рассеянной вкрапленности и приурочен преимущественно к чешуям биотита. В дацитах, обогащенных молибденитом (Харашвили, 1939), наблюдается уменьшение количества пирита.

Антимонит и халькопирит были обнаружены в нижних, разубоженных горизонтах месторождения в виде вкраплений в маломощных кварцевых жилах, секущих оруденелый дацит. В нем же, в виде единичных вкраплений был встречен арсенопирит.

Кварц — основной жильный минерал кварц-молибденовых руд. Он составляет почти 90% жильной массы и представлен полупрозрачными среднезернистыми агрегатами. Фторапатит образует игольчатые кристаллы удлинённой формы, ассоциирующие с молибденоносными кварцевыми жилами.

Кварцевые молибденит-вольфрамитовые жилы с арсенопиритом и кассетеритом пространственно ассоциируют с штокообразными гранитоидными интрузиями кайнозойского возраста (Цурунгал, Чорохи в Нижней Сванети), в пределах Цанского рудного поля локализованы как в гранитоидах, так и в глинисто-сланцевых отложениях нижней юры (Чорохское рудопроявление и отдельные жилы Цанского месторождения).

По морфологическим признакам среди кварцевых молибденит-вольфрамитовых жил различают четыре типа (Ершов, Копелиович, 1941; Надирадзе, Алибегашвили и др., 1973; Гоишвили, 1979): 1) кварцевые молибденит-вольфрамитовые жилы, 2) сеть мелких молибденит-вольфрамитовых жилок штокверкового типа в гранитах, 3) сеть тонких прожилков с молибденитом в ороговикоманных сланцах и 4) единичные вкрапления и мельчайшие прожилки с молибденитом и вольфрамитом в дайках гранит-порфиров.

Кварцево-молибденит-вольфрамитовые жилы ориентированы по трем направлениям: северо-западному, меридиональному и северо-восточному.

Северо-западные жилы в западной части Цанского рудного поля (Цурунгалский участок) характеризуются сравнительно большой протяженностью (до сотен метров) и мощность их варьирует от 0,1 до 1 м. Представлены они молочно-белым кварцем с мелкими вкраплениями вольфрамита, молибденита и выделениями турмалина. В восточной части рудного поля, на рудопроявлениях Чорохи и Зесхо мощность северо-западных жил незначительная — не превышает нескольких сантиметров. Они сближены и образуют небольшие зоны с густой сетью прожилков кварца с вкраплениями молибденита, вольфрамита и кассетерита. Рудные жилы меридионального направления устанавливаются на всех участках Цанского рудного поля. Они прослеживаются на несколько десятков метров со средней мощностью 10–15 см и сложены кварцем



с редкими чешуйками молибденита, скоплениями турмалина, вкраплениями пирита, вольфрамита и арсенопирита. Северо-восточные жилы, распространенные в основном на участках Зесхо и Чорохи также маломощны — 10–15 см. Они сложены молочно-белым кварцем и содержат рассеянные вкрапления молибденита, вольфрамита и мелкие кристаллы касситерита. Местами вольфрамит образует густую вкрапленность в призальбандовых частях кварцевых жил в виде полосок шириной в несколько сантиметров.

Штокверковый тип оруденения пользуется незначительным распространением. Он приурочен к гранитоидам и ороговикованным сланцам. В первом случае оруденение представлено рассеянной вкрапленной рудой, представленной вольфрамитом, а во втором случае — редкими чешуйками молибденита.

Молибденит-вольфрамитовые жилы с касситеритом и арсенопиритом характеризуются довольно сложным вещественным составом. В них насчитывается около пятидесяти рудных и нерудных минералов (Курцикидзе, 1959). Рудные жилы Чорохского рудопроявления резко отличаются от расположенного западнее Цанского месторождения наличием в большем количестве в рудах касситерита, вольфрамита, пирротина, сфалерита и халькопирита и сравнительно меньшим количеством арсенопирита и турмалина. Молибденит в рассматриваемых жилах установлен в малом количестве в виде мелких чешуйчатых выделений в массе кварца.

Вольфрамит обычно встречается в маломощных кварцевых, а иногда в кварц-арсенопиритовых жилах в виде мелких зерен призматического и толстотаблитчатого габитуса. Нередко сечется тонкими прожилками пирита, иногда содержит мелкие включения халькопирита и арсенопирита. Вольфрамит интенсивно замещается шеелитом, особенно в участках пересечения его с пиритовыми прожилками.

В малом количестве пирит отмечается во всех типах рудных тел и во вмещающих породах. А.А.Курцикидзе (1959) в рудах Чорохского рудопроявления выделяет три генерации пирита: ранний пирит, ассоциирующий с вольфрамитом в маломощных кварцевых жилах, пирит, образующий ксеноморфные выделения и сростания с арсенопиритом в кварц-арсенопиритовых жилах и, сравнительно редко встречающийся, поздний пирит в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом.

Арсенопирит в молибденит-вольфрамитовых жилах встречается по сравнению с рудными жилами Цанского месторождения в ограниченном количестве. Он обычно образует вкрапления вдоль зальбандов кварцево-рудных жил.

Касситерит приурочен главным образом к зальбандам кварц-молибденит-вольфрамитовых жил и представлен короткостолбчатыми

кристаллами призматического габитуса. Местами идиоморфные выделения касситерита окаймлены тонкими корками станнина.

Из жильных минералов наиболее распространенным, слагающим основную массу, является кварц. Кристаллизация его происходила в течение всего рудообразовательного процесса, причем интенсивность выделения кварца, судя по характеру касситеритосодержащих руд, резко уменьшилась в процессе формирования последних.

Помимо вышеотмеченных основных рудослагающих минералов в молибденит-вольфрамитовых рудах отмечены пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин, блеклые руды, джемсонит, марказит, антимонит, дискразит, самородные золото, серебро, сурьма и висмут, реальгар, аурипигмент и киноварь. Гипергенные минералы представлены продуктами вторичного замещения вышеотмеченных минералов.

Как видно из вышеизложенного, минеральный состав рудных жил Цанского, Чорохского и Зесхойского оруденений редких металлов довольно сложный. В составе руд также принимают участие и рудные минералы, являющиеся основными для других типов руд, в частности медно-пирротиновых, свинцово-цинковых, мышьяковых, сурьмяных и т.п. Обусловлено это наложением двух, а возможно и более стадий минерализации и совмещением в пространстве их продуктов. В этой связи весьма сложной является определение места молибденит-вольфрамитового оруденения в едином процессе редкометалльного оруденения.

Сложность решения данного вопроса состоит еще и в том, что кварц-молибденитовые и молибденит-вольфрамитовые оруденения разобщены в пространстве и их возрастные взаимоотношения установить довольно трудно. Несмотря на это В.Р.Надирадзе, Б.А.Алибегашвили и др. (1973) кварц-молибденитовое и молибденит-вольфрамитовое с касситеритом оруденения считают продуктами одной стадии минерализации, которой начался в Верхней Раче и Сванети верхнемиоценовый этап минерализации и выделяют их в общую высокотемпературную редкометалльную формацию. В таком случае по преобладанию тех или иных минеральных ассоциаций в рамках высокотемпературной редкометалльной формации следует выделить кварц-молибденитовый и молибденит-вольфрамитовый с касситеритом минеральные типы.

В результате наложения на кварц-молибденитовую с вольфрамитом и касситеритом минерализацию более поздней арсенопиритовой, возникает сложная мышьяк-редкометалльная формация, выделенная в свое время Г.А.Твалчрелидзе (1961).

Помимо молибденит-вольфрамитовых оруденений вольфрамовая минерализация в пределах Южного склона Большого Кавказа проявлена в виде кварц-ферберитового оруденения, иногда совмещенного в

пространстве с кварц-антимонитовой минерализацией. Кварц-ферберитовые и кварц-ферберит-антимонитовые месторождения и рудопроявления Сагеби, Хврелието, Ноцара, Мопанцара, Мамисони и недавно открытое ферберит-антимонитовое рудопроявление Коднарула и Квакаци (В.В.Цубулава, Н.К.Швелидзе) цепочно расположены параллельно зоне Главного надвига и приурочены к межформационным нарушениям регионального порядка в лейасовой сланцевой толще. Отмеченные нарушения субпараллельны Главному надвику, сопряжены с ним и представляют собой кулисообразно замещающие друг друга зоны смятия и дробления, прослеживающиеся примерно на 40 км от истоков р. Риони до Мамисонского перевала. К отмеченной тектонической зоне приурочены также кварц-антимонитовые оруденения, в том числе наиболее крупное в рассматриваемой области сурьмяное месторождение Зопхито.

Помимо Верхней Рачи мелкие проявления кварц-антимонитовых жил фиксируются восточнее, в Казбегском районе – рудопроявление Элиа-Саджоге – приуроченные к небольшой зоне дробления и смятия в глинистых сланцах лейаса и представленные кварц-антимонитовыми жилками мощностью до 10 см. Они известны также в Сванети, где антимонит совместно с кварцем образует как самостоятельные мелкие скопления (Эцерское, Халдинское) в виде прожилков и гнезд в гранитоидах и глинистых сланцах, так и входит в состав руд мышьяковых, молибдено-вольфрамовых (Цана, Чорохи) проявлений, как побочный минерал.

Расположение ферберит-антимонитовых месторождений и рудопроявлений на стыке двух геотектонических единиц – антиклинория Главного хребта и складчатой зоны Южного склона Большого Кавказа, разделенных региональным разломом глубинного заложения, обусловило характер складчатых и разрывных нарушений в данном регионе. В области развития редкометалльных проявлений в сланцево-песчанистой толще нижней юры развиты сильно сжатые, изоклинальные, опрокинутые на юг складки с общекавказским простиранием, осложненные продольными и поперечными разрывными нарушениями. Помимо Главного надвига, южнее от него выделяются четыре системы линейно вытянутых, взаимопараллельных взбросо-надвиговых нарушений как межформационных, так и внутриформационных, к которым приурочены редкометалльные месторождения и рудопроявления рассматриваемого региона, с закономерным распределением их по убывающему температурному ряду по отношению к Главному надвику (Тогонидзе, 1957).

Ферберит-антимонитовые жильные образования залегают преимущественно в сланцевых отложениях лейаса, лишь изредка наблюдаются кварц-антимонитовые жилы, секущие древние гранитоиды кристаллического субстрата.

В полосе развития ферберит-антимонитовых оруденений широким распространением пользуются дайки диабазов, альбитофиров и штокообразные тела дацитов. Диабазовые дайки залегают согласно в песчано-сланцевых отложениях нижней юры, а также в нижнепалеозойских гранитоидах в виде субпараллельных тел близширотного простирания. Они хорошо выдержаны, прослеживаются на несколько километров со средней мощностью 4–10 м, иногда достигая 40 м. Альбитофиры менее распространены, образуя маломощные штокообразные тела и пластовые жилы, прослеживающиеся на несколько километров. Дациты образуют штокообразные тела, они развиты на хр. Кароби, в ущельях рр. Бокосцкали, Бубасцкали, Ноцарула и др.

Г.И.Тогонидзе на Зопхитском месторождении установил возрастные взаимоотношения дайковых пород и рудных жил и в частности, что серия близширотных субпараллельных даек диабаза пересекается близмеридиональной дайкой альбитофира и смещается на несколько метров. В свою очередь взаимопересекающиеся дайки диабазов и альбитофиров пересекаются крутопадающей близмеридиональной кварц-антимонитовой жилой и смещаются на малое расстояние (рис.16).

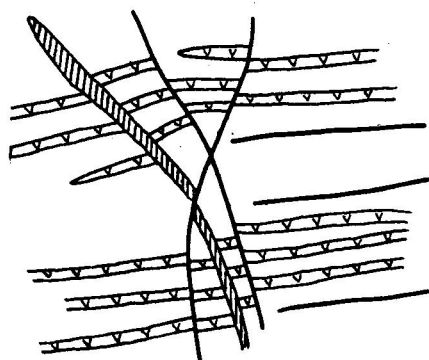


Рис.16. Схема взаимоотношения даек и рудных жил (по Г.И.Тогонидзе).

1 - альбитофиры;  
2 - диабазы; 3 - рудные жилы.

Изучение вопросов трещинной тектоники в полосе развития ферберит-антимонитовых оруденений, в частности на участках месторождений Зопхито, Квардзахети и Ноцара позволило В.Р.Надирадзе, Б.А.Алибегашвили и др. (1973) выделить здесь четыре системы трещин широтного, северо-восточного, северо-западного и близмеридионального направлений. Широтные трещины, по данным отмеченных авторов, представляют собой поверхности скальвания, параллельные слоистости песчано-сланцевых отложений; северо-восточные трещины, имеющие неровные поверхности, с частыми колебаниями элементов залегания, без следов перемещения вдоль них, отне-

сены к категории трещин отрыва; северо-западные трещины по морфологическим признакам причислены к трещинам скальвания, сопряженным с Главным надвигом с субпараллельными ему направлениями; близмеридиональные трещины, на основании наличия в них зеркал скольжения и штриховки также отнесены к категории трещин скальвания.

Рудовмещающими трещинами преимущественно являются трещины скалывания северо-западного направления, хорошо выдержанные по простиранию.

Ферберит-антимонитовые оруденения представлены двумя морфологическими типами рудных тел: жилами и минерализованными зонами, причем для кварц-антимонитовых руд характерна жильная форма с четко выраженными зальбацдами, мощность которых варьирует от 0,1 до 1,8, а смешанные - ферберит-антимонитовые руды образуют минерализованные зоны мощностью до десятков метров, приуроченные к участкам дробления и смятия, в которых наблюдаются мелкие линзы, гнезда, прожилки кварца с рудными минералами, а также вкрапленность рудных минералов во вмещающих раздробленных сланцах.

Форма рудных тел разнообразна. В различных месторождениях, а в ряде случаев и в пределах одного месторождения встречаются сложные и простые жилы, штоковые и столбообразные рудные тела, ветвящиеся залежи, мелкие линзы и гнезда руды.

Распределение оруденения в пределах рудных тел неравномерное - раздувы чередуются с пережимами, а обогащенные участки жил с безрудными. О.Д.Мардалейшвили (1974) в жиле №2 Зопхитского месторождения сурьмы установлено три типа рудных столбов: 1) участки приоткрывания в искривленных рудовмещающих трещинах вследствие подвижек в их плоскостях; 2) рудные столбы, развитие в местах пересечения жил и дорудных тектонических нарушений и 3) столбы, образованные в местах сопряжения жилы и оперяющей трещины.

Открытое в последнее время сурьмяно-вольфрамовое рудопроявление Коднарула приурочено к межформационному региональному разлому, вдоль которого среднелейасские глинисто-песчанистые сланцы надвинуты на песчаники и песчанистые сланцы верхнего лейаса. Отмеченный надвиг выражен зоной смятия и дробления вмещающих пород, мощностью от 100 до 300 м. Главная рудная зона Коднарульского рудопроявления приурочена к висячему боку зоны смятия и представлена смятыми и перетертыми, диккитизированными песчано-глинистыми сланцами и песчаниками с линзами, гнездами, прожилками и вкраплениями антимонита и реже ферберита.

Минеральный состав руд в отношении ведущих рудных и жильных минералов сравнительно простой. Они представлены антимонитом, ферберитом и кварцем. Количественное соотношение между рудными минералами на различных рудопроявлениях различное, с явным преобладанием одного из них, вплоть до мономинерального состава на определенных рудопроявлениях. Второстепенные и редко встречающиеся минералы довольно многочисленны и представлены сфалеритом, пиритом, арсенопиритом, молибденитом, пирротинном, халькопиритом, ста-

нинном, галенитом, шеелитом, бертьеритом, сидеритом, анкеритом, кальцитом, гидрослюдой, касситеритом, лёлингитом, теннантитом, висмутином, марказитом, самородными серебром, золотом и сурьмой.

Антимонит – наиболее распространенный рудный минерал рассматриваемых руд, количественно резко преобладающий над остальными рудообразующими минералами. Исключения составляют ферберит-антимонитовые месторождения Сагеби, Ноцара, Моцанцара и кварц-ферберитовое рудопроявление Мамисони, где антимонит количественно уступает фербериту. Антимонит в рудных жилах слагает сплошные участки, полосы в рудах полосчатой текстуры, образует отдельные гнезда и вкрапления, встречается в виде радиально-лучистых агрегатов, местами выполняет жёды и полости в кварце и вместе с последним цементирует брекчированные глинистые сланцы.

Местами антимонит в виде мономинерального агрегата заполняет целиком жильную полость, иногда же заполняет лишь центральную часть рудной жилы, периферия которой сложена жильным кварцем. Кварц-антимонитовые агрегаты местами секут пирит-арсенопиритовые скопления со сфалеритом и пирротинном, интенсивно корродируя и разъедая их. Одновременно антимонит корродирует, разъедает и образует тонкие прожилки в кристаллах ферберита в ферберит-антимонитовых рудах. Агрегаты антимонита сложены удлинёнными, призматическими и игольчатыми кристаллами, длиной до 3–4 см, с хорошо выраженной поперечной штриховкой на гранях. Местами антимонит образует сплошные, мелкозернистые скопления аллотриоморфно-зернистой структуры.

Ферберит является широкораспространённым рудным минералом в ферберит-антимонитовых и кварц-ферберитовых рудах. В незначительном количестве он присутствует и в кварц-антимонитовых жилах. Основная масса ферберита приурочена к минерализованным зонам дробления и смятия, пронизанным кварцевыми жилами, в которых образует гнездовидные скопления и крупные призматические кристаллы, ориентированные перпендикулярно зальбандам жил.

По данным М.С.Сахаровой (1959) ферберит представлен темно-коричневыми, почти черными, хорошо огранёнными кристаллами призматического и клиновидного габитуса длиной до 3 см. Исследованный М.С.Сахаровой ферберит из месторождения Сагеби развивается как обособленно от антимонита, так и совместно с ним, местами образуя зонально полосчатые агрегаты, обуславливая симметрично-зональное строение рудных тел.

Последнее дало повод М.С.Сахаровой (1959) прийти к выводу об отсутствии отчетливого перерыва в процессе отложения этих минералов и предположить их близкое образование при рудоотложении.

Однако наблюдаемые в некоторых рудных телах, особенно на месторождении Зопхито явления разъедания ферберита антимонитом, рассеечение его тонкими прожилками антимонита указывает, что отложению антимонита предшествовало дробление ферберита, в различной степени выявляющееся на различных месторождениях. Минералотермометрические исследования ферберит-антимонитовых руд Горной Рачи показали, что ферберит образовался при температуре 310–270, кварц – при 250–200, а антимонит – при 80–70°C (Наумов, Иванова, 1971). Приведенные данные не позволяют допустить близко одновременную кристаллизацию ферберита и антимонита. Образование зонально-полосчатых руд, по-видимому, происходило в локальных условиях в течение довольно длительного периода в сравнительно спокойной тектонической обстановке. Возрастные взаимоотношения ферберита с другими рудослагающими минералами указывает, что ферберит образован после кристаллизации кварца, пирита, арсенопирита, пирротина, калькопирита и сфалерита.

Помимо ферберита из вольфрамовых минералов в ферберит-антимонитовых рудах Южного склона Большого Кавказа отмечается шеелит. Он образуется преимущественно в участках совместного развития антимонита и ферберита, замещая по трещинкам спайности и развиваясь по периферии последнего. В участках развития шеелита постоянно наблюдается наличие мелких зерен марказита. Постоянная пространственная связь ферберита и шеелита, явления замещения ферберита шеелитом, наблюдаемые в первичных, не затронутых гипергенными процессами комплексах, заставляет рассматривать шеелит как продукт гидротермальной переработки ферберита. Этот процесс, по-видимому, сопровождался образованием гипогенного марказита, в который входило освобождающееся железо (Сахарова, 1959).

В кварц-антимонитовых с ферберитом жилах Зопхитского месторождения постоянным спутником ассоциирующим с антимонитом являются бертьерит и гидрослюда. Бертьерит в рассматриваемых рудах впервые обнаружил И.С.Волынский и детально описала М.С.Сахарова (1959). Морфологически он представлен тонкоигольчатыми, спутанно-волоконистыми кристаллами и корочками на антимоните. Совместно с последним выполняет жёды и полости в кварце, нарастает на агрегаты позднего халцедонообразного кварца. Массивные обособления бертьерита встречаются в виде мелких прожилков и по периферии антимонитовых скоплений. Судя по структурно-текстурным взаимоотношениям бертьерит кристаллизовался в заключительные стадии рудообразовательного процесса за счет замещения антимонита, с образованием самородной сурьмы.

Основным жильным минералом ферберит-антимонитовых руд явля-

ется кварц, встречающийся в рудах в виде нескольких генераций. Кварц первой генерации представлен мелкозернистыми агрегатами с вкраплениями пирита и арсенопирита вдоль зальбандов рудных жил. Вторая генерация кварца ассоциирует с ферберитом и представлена плотными мелкозернистыми, местами халцедоновидными агрегатами. В жеодах и пустотах отмеченный кварц образует короткостолбчатые полупрозрачные кристаллы, среди которых иногда наблюдаются кристаллы ферберита. Третья генерация кварца, ассоциирующая с антимонитом, представлена крупнозернистой разновидностью белого, полупрозрачного кварца, которая совместно с антимонитом выполняет жильные полости или цементирует раздробленные вмещающие породы.

В ферберит-антимонитовых рудах развиты брекчиевые, полосчатые, друзовые, вкрапленные, вкрапленно-прожилковые, массивные, кокардовые текстуры.

Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд ферберит-антимонитовых месторождений и рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа позволяют рассматривать их как многостадийные образования, формирующиеся в течение нескольких стадий минерализации. Различные исследователи в процессе образования сурьмяно-вольфрамовых месторождений Южного склона выделяют разное количество стадий. Один из первых исследователей ферберит-антимонитовых месторождений Грузии Г.И.Тогонидзе (1949) в процессе формирования рассматриваемых месторождений выделяет пять стадий минерализации: безрудную, медно-пирротиновую, сложную кварц-сульфидную, ферберитовую и кварц-антимонитовую. О.Д.Мардалейшвили (1974) после первой, безрудной стадии, дополнительно выделяет пирит-арсенопиритовую. Включение пирит-арсенопиритовой, медно-пирротиновой, сложной кварц-сульфидной (с галенитом и сфалеритом) ассоциаций в единый процесс образования совместно с ферберит-антимонитовыми месторождениями на наш взгляд является необоснованным. Формирование медно-пирротиновых и свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений на Южном склоне Большого Кавказа происходило на раннем этапе становления рудных месторождений, отделенном от позднего большим промежутком времени. К тому же минеральные ассоциации медно-пирротинового и полиметаллического профиля играют ничтожную роль в составе ферберит-антимонитовых руд, поэтому совершенно правилен подход М.С.Сахаровой (1959) и В.Р.Надирадзе с соавторами (1973) к выделению стадий минерализации вольфрамово-сурьмяных руд Южного склона Большого Кавказа. Отмеченными авторами здесь выделены три стадии минерализации: безрудная, кварц-ферберитовая и кварц-антимонитовая.

Безрудная стадия в ферберит-антимонитовых месторождениях проявлена слабо. Она выражена в окварцевании, серицитизации и



хлоритизации вмещающих пород с образованием в них тонкой вкрапленности пирита и арсенопирита. Вторая кварц-ферберитовая стадия в рудах различных месторождений развита с различной интенсивностью.

В месторождениях Сагеби, Ноцара, Мамисони продукты данной стадии преобладают над антимонитом, а на наиболее значительном Зопхитском месторождении роль их невелика. В третью, кварц-антимонитовую стадию кристаллизуются кварц и антимонит с сопутствующими минералами — бергтеритом, гидрослюда и др.. Процесс формирования ферберит-антимонитовых руд завершается кристаллизацией позднего безрудного кальцита.

Как уже отмечалось, по представлениям М.С.Сахаровой ферберитовая стадия отделена от антимонитовой локальными, слабыми подвижками, а в ряде рудных тел отложение ферберита непосредственно сменяется антимонитовым. Однако резкое различие в составе руд и температурных условиях образования, несмотря на идентичные геологические условия нахождения, не позволяет рассматривать ферберит-антимонитовую минерализацию как одну простую формацию. Здесь мы имеем совмещение в пространстве двух разновозрастных простых рудных формаций кварц-ферберитовой и кварц-антимонитовой с образованием сложной ферберит-антимонитовой формации.

За пределами зоны Южного склона в палеозойских милонитизированных гранитоидах кристаллического ядра Большого Кавказа расположено мелкое рудопроявление Киртышо сложного состава, детально изученное Т.А.Твалчрелидзе (1959, 1961). По ее данным рассматриваемые руды сложного состава — полиметаллически-олово-сурьмяного типа и образованы наложением на полиметаллическое с оловом оруденение редкометальной — сурьмяной минерализации. В данном случае, совмещение в пространстве двух разноэтапных, резко отличающихся друг от друга вещественным составом и геологическими условиями нахождения оруденений обуславливает возникновение редкометально-полиметаллической совмещенной формации.

Поскольку в рамках кварц-ферберитовой и кварц-антимонитовой простых рудных формаций вещественный состав руд и геологические условия нахождения существенно не меняются, то минеральные или геологические типы в них не выделяются.

Ртутные месторождения и рудопроявления на Южном склоне Большого Кавказа представлены преимущественно монометальным типом, где основным промышленным минералом является киноварь. Рудопроявления вытянуты вдоль двух линейных зон, фиксирующихся вдоль северной и южной периферии зоны Южного склона Большого Кавказа. Они именуются, соответственно, Северным и Южным ртутноносными поясами.

В пределах рудоносных зон ртутные месторождения и рудопоявления, а также многочисленные шлиховые ореолы расположены кулисообразно, образуя прерывистые пояса.

Геологическая позиция ртутноносных поясов определяется их приуроченностью к субширотным, линейным зонам смятия и дробления, сопряженным с системами глубинных разломов, разграничивающих отдельные структуры зоны Южного склона. В редких случаях ртутные проявления приурочены к внутризональным разломам.

Северная ртутноносная зона, прослеживающаяся от верховьев р. Псоу на западе до Мамисонского перевала на востоке, в пределах Абхазии и Сванети локализована вдоль сочленения кристаллического ядра Большого Кавказа и складчатой зоны Южного склона (месторождения Авадхара и Ахей в Абхазии, рудопоявление Ламджири в Сванети); восточнее, в Горной Раче она приурочена к Гебско-Лагодехскому разлому, ограничивающему с севера флишевый синклинорий (Талахианское, Чичхвинское, Молиское и др. рудопоявления).

В Южной ртутноносной зоне локализованы Ахаччинское и Бетагское рудопоявления в Абхазии, приуроченные к шовному антиклинорию Ахцу-Кацирха-Келасури, и рудопоявления Лебурцхильской группы в Сванети, связанные с внутризональным разломом в порфиритовой свите байоса. Восточнее монометалльные ртутноносные зоны в пределах Рачи и Юго-Осети сменяются ртутно-мышьяковыми и мышьяковыми оруденениями, контролируемые южным флишевым разломом.

Ртутные месторождения и рудопоявления Южного склона Большого Кавказа приурочены к верхнелейасским глинистым сланцам и песчаникам, вулканитам порфиритовой свиты байоса, дайкам альбитизированного диабаз, глинисто-песчаным отложениям батского возраста, верхнеюрским-нижнемеловым глинисто-карбонатным отложениям и верхнемеловым кварцевым песчаникам.

Морфологически среди месторождений и рудопоявлений ртути, на Южном склоне Большого Кавказа выделяются: 1) согласные рудные жилы и рудные тела сложной формы в зонах дробления песчаников и внутриформационного расслоения и срывов в глинистых сланцах; 2) секущие рудные жилы и штокверкообразные тела в дайках изверженных пород и песчаниках и 3) гнездообразные тела сложной формы в трещиноватых вулканогенных породах (Отхмезури, 1978).

Наиболее важные, с практической точки зрения ртутные месторождения – Ахейское и Авадхарское рудные поля – расположены в Абхазии, в западной части северной ртутноносной зоны Южного склона Большого Кавказа.

Ртутные проявления Авадхарского рудного поля (Тхасоу, Мзимна, Макратела) расположены в верховьях р. Авадхара и приурочены к

ожному крылу синклинали складки. Рудопроявление Тхасоу представлено согласными жилами и линзами кварца в глинисто-песчаных отложениях ааленского возраста с вкрапленным оруденением киновари, реже оруденелыми линзами песчаников. Рудопроявление Макратела представлено пластовой дайкой альбитизированного диабаз в верхнеааленских глинистых сланцах, раздробленного и пересеченного кварц-киноварными прожилками различного направления. Основную массу прожилков составляет кварц, в котором киноварь образует вкрапленность различной интенсивности. Среди оруденелых трещин доминируют трещины скалывания, падающие в противоположную сторону падения дайки диабаз (рис.17). Ртутная минерализация на рудопоявлении Мзимна представлена зонами дробления и трещиноватости в верхнеааленско-нижнебайосских туфах, заполненных кварцем с вкраплениями киновари и реальгара.

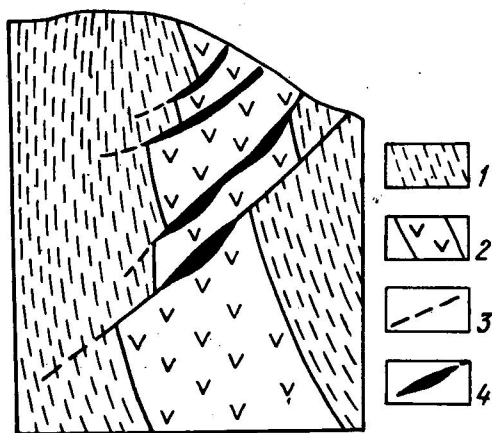


Рис.17. Морфология рудного тела на ртутном проявлении Макратела.

1 - глинистые сланцы; 2 - диабазы; 3 - разрывные нарушения; 4 - кварц-киноварные прожилки.

Месторождения Ахейского рудного поля (Шура, Чамашка) приурочены к моноклинально падающим на северо-восток пачкам песчаников, алевролитов и вулканокластолитов тоарского возраста. Ртутное оруденение здесь представлено согласными зонами дробления и трещиноватости в песчаниках и алевролитах с вкраплениями киновари (изредка и антимонита), образующими пластовые тела неправильной формы. Одновременно отмечаются рудные тела, представленные маломощными жилами с ртутной минерализацией, ориентированные поперек напластованию песчаников и аргиллитов.

Промышленное ртутное оруденение в пределах Ахейского рудного поля сконцентрировано на месторождении Шура в виде трех рудоносных зон, расположенных на различных уровнях тоарской песчано-сланцевой свиты (О.Г.Барач).

Восточнее Северо-Абхазского ртутноносного пояса, в Сванети, сотрудниками Кавказского института минерального сырья установлено восточное продолжение рудной зоны, названной Северо-Сванетским поясом с Ламджирским ртутно-полиметаллическим оруденением сложного

состава (Салия, Квициани, 1976). Северо-Сванетская ртутоносная зона фиксируется наличием ряда рудопроявлений и многочисленных шлиховых ореолов киновари и антимонита вдоль Главного надвига. На востоке отмеченная зона кулисообразно замещается Северной ртутоносной зоной Верхней Рачи.

Ламджирское рудопроявление, расположенное в ущелье р. Гуличала, представлено оруденелой зоной мощностью 30–35 м, прослеживающейся на расстоянии до 250 м, согласно залегающей в глинисто-гидрослюдистых сланцах с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников. Оруденение по составу сложное, что обусловлено наложением на кварц-парагонитовую минерализацию полиметаллической, а затем диккит-кальцит-киноварной. Отмеченное явление наблюдается в висячем боку оруденелой зоны, где фиксируются сильно брекчированные глинистые сланцы и песчаники, пронизанные кварц-полиметаллическими и кварц-парагонит-аллевардитовыми жилами и прожилками, которые секутся диккитовыми и диккит-кальцитовыми прожилками с вкраплениями киновари. Кварц-полиметаллические жилы сложены крупнокристаллическим кварцем с вкрапленниками пирита, галенита, халькопирита, сфалерита и блеклой руды. Киноварь в виде мелких (0,1–1 мм) изометрических зерен наблюдается в диккитовых и диккит-кальцитовых прожилках. Что касается кварц-парагонит-аллевардитовых жил, то они сложены главным образом крупнокристаллическим кварцем, в котором в виде гнезд и вкраплений, заполняющих пустоты, отмечаются парагонит и развитый за счет него аллевардит. Замещение аллевардитом парагонита связано с диккит-киноварной наложенной минерализацией, о чем свидетельствует наличие в аллевардите киновари и самородной ртути (Салия, Квициани, 1976).

Восточное продолжение северной ртутоносной зоны в пределах Горной Рачи кулисообразно сдвинуто на юг. Непосредственно вдоль линии сочленения кристаллического ядра Большого Кавказа и зоны Южного склона здесь развиты ферберит-антимонитовые месторождения и рудопроявления. Ртутные месторождения и рудопроявления располагаются южнее и контролируются Гебско-Лагодехским глубинным разломом, ограничивающим с севера флишевый синклиниорий (Талахианское, Чичхвинское, Молиссское и Кодисдзирское оруденения).

Талахианское ртутное оруденение приурочено к песчано-сланцевой, сильно дислоцированной свите средней юры (Талахианский горизонт) и связано с продольным сложным разрывом северо-западного простирания, проходящим на границе песчано-сланцевой свиты средней юры с глинистыми сланцами лейаса. В ртутоносной зоне выделяются четыре параллельно расположенные оруденелые подзоны, которые вытянуты в направлении главных структурных линий. Они представ-

ляют собой перемятые, сильно измененные – окварцованные, диккитизированные и карбонатизированные песчано-глинистые сланцы мощностью от нескольких до первых десятков метра с вкрапленным оруденением киновари. Помимо киновари в составе талахианских руд обнаружены метацинабарит, антимонит, пирит, арсенопирит, халькопирит; из жильных минералов – кварц, диккит и серицит.

Молисское ртутное рудопроявление, расположенное на левом склоне р. Моцанцара, сложено сильно раздробленными, перематыми глинистыми и песчано-глинистыми сланцами средней юры, которые перекрываются карбонатными отложениями верхней юры. Оруденение представлено смятыми, диккитизированными, окварцованными известняками с прослоями мергелей, местами сильно раздробленными и образующими линзообразную глинисто-диккитовую массу с оруденением киновари.

Чичхвинское ртутно-мышьяковое оруденение, расположенное на правом склоне ущелья р. Бокоспкали, представлено кварц-кальцит-диккитовой минерализацией с вкраплениями киновари и реальгара вдоль двух субпараллельных зон дробления и смятия в карбонатных породах верхней юры – нижнего мела. В рудоносных зонах вскрыты несколько оруденелых линз, представляющих собой диккитизированные породы с вкрапленным оруденением. Руды сложены кварц-карбонатно-диккитовой жильной массой, с вкраплениями и гнездами киновари, реальгара, пирита, реже антимонита и аурипигмента.

Кодис-дзирское ртутно-мышьяковое оруденение приурочено к нижним горизонтам карбонатной свиты верхней юры – нижнего мела. В отмеченной свите проходит согласная зона тектонического нарушения северо-западного простирания, вдоль которой внедрена дайка альбитофира протяженностью 4,5 км и мощностью 5–10 м. Висячем и лежащем боках альбитофировая дайка и вмещающие карбонатные породы раздроблены, сильно окварцованы, кальцитизированы и содержат вкрапления и гнезда реальгара и киновари. Кодис-дзирское рудопроявление объединяет три участка – собственно Кодис-дзирский, Цохисруйский и Руставский, расположенные, соответственно, в западной, центральной и восточной частях месторождения. На нижних горизонтах вскрыто свинцово-цинковое оруденение.

Минеральный состав Кодис-дзирских руд сравнительно простой. Помимо реальгара и киновари в малом количестве встречаются аурипигмент, арсенопирит, пирит, марказит и антимонит, а на глубине – галенит и сфалерит. Главными жильными минералами являются кальцит, диккит и реже кварц.

В крайне восточной части Горной Рачи, у Мамисонского перевала расположено одноименное рудопроявление ртути. Оно сложено

**сильно** дислоцированными, сжатыми в изоклинальные складки глинистыми сланцами, секущимися дизъюнктивными нарушениями северо-западного направления, содержащими редкие вкрапления и примазки киновари. Восточнее Мамисонского рудопроявления Северная ртутоносная зона выходит за пределы Грузии и прослеживается на территории Северной Осети.

Южная ртутоносная зона прослеживается от западной границы республики (рудопроявление Ахача в Абхазии) по Сванети, Раче и Юго-Осети. Восточнее, в ущелье р. Лиавхи коренные месторождения ртути пока не обнаружены, однако Южная ртутоносная зона выявляется многочисленными шлиховыми ореолами.

Ахачинское рудопроявление приурочено к северному крылу асимметричной антиклинальной складки, представляющей собой сложнопостроенную структуру субширотного простирания, осложненную серией поперечных складок. Оруденение представлено короткими мало-мощными прожилками кварц-киноварного состава в трещинах скальвания, расположенных в шарнирах и крыльях вторичных складок и вкраплениями киновари в туфобрекчиях верхних горизонтов порфиритовой свиты байоса.

В Сванети к Южной ртутоносной зоне приурочены Лебурцхилское, Цителихевское и Барджашское рудопроявления. Они расположены в ущелье р. Ингури и ее притоков, южнее пос. Хаиши. Ртутные проявления приурочены в основном к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям порфиритовой свиты байоса и представлены раздробленными и сильно измененными - аргиллизированными, карбонатизированными и окварцованными - туфогенными породами с вкраплениями, короткими прожилками и примазками киновари. В ассоциации с ней встречается пирит и реже халькопирит. Оруденения контролируются разрывными нарушениями, развитыми в сводовой части антиклинальной складки (Лебурцхилское проявление), взбросо-надвигами вдоль контактов неокомских известняков и пород порфиритовой свиты байоса. Морфологически рудные тела ртутных проявлений Лебурцхилской группы представляют собой гнездообразные тела сложной формы, приуроченные к сетчатой системе трещин в вулканитах. Оруденение вдоль трещин довольно убогое - основная масса ртути рассеяна в виде тонкой вкрапленности киновари во вмещающих порфиритах и вулканокластолитах.

Южная ртутоносная зона в пределах Верхней Рачи проявлена в виде Гомского ртутно-мышьякового оруденения, расположенного в бас. р. Риони между ущельями Гомрула и Гарула. Площадь рудопроявления сложена в различной степени брекчированными, окварцованными, карбонатизированными диккитизированными песчаниками и хлоритизи-

рованными, оглиненными туфобрекчиями позднеэоценового возраста, которые содержат включения обломков и глыб верхнеюрских известняков. Здесь же обнажаются глыбовые брекчии, представленные обломками пород порфиритовой свиты, верхнеюрских рифовых известняков и пород мелового флиша, сцементированных рыхлыми псаммитовыми породами. Отмеченные породы образуют верхнеэоценовую гомскую свиту и слагают южное крыло синклинали складки с падением на северо-восток  $20-30^{\circ}$  под углом  $30-60^{\circ}$ .

Рудопроявление приурочено к зоне трещиноватости и брекчирования в кварцевых песчаниках и туфах, зажатой между двумя тектоническими нарушениями сбросо-сдвигового характера с северо-западным простиранием и крутыми углами падения на северо-восток. Рудоносная зона, представленная окварцованными и раздробленными песчаниками, микроконгломератами, туфопесчаниками и туфобрекчиями содержит оруденение в виде прожилков кварц-диккитового и карбонатно-диккитового состава с гнездами и примазками киновари и реальгара. Наиболее благоприятной средой для ртутного оруденения являются пачки пород, сложенные микроконгломератами и трещиноватыми кварцевыми песчаниками, содержащими рудные тела сложной формы, приближающиеся к плитообразной, осложненной поздними тектоническими нарушениями. Рудные минералы Гомского рудопроявления представлены в основном киноварью, пиритом, реже встречаются метацинабарит, реальгар, аурипигмент и новый ртутно-мышьяково-сурьмяной минерал сложного состава - твалчрелидзеит. Из нерудных минералов основными являются кварц и диккит, второстепенными - кальцит, серицит и хлорит.

Южная ртутноносная зона Юго-Осети представляет собой восточное продолжение Рачинской зоны. К ней приурочены ртутные проявления Эрцо, Кемульты и Замтарети, а также мышьяковые (реальгар-аурипигментовые) проявления Сохта, Абано, Хампалгом, Кешельта и Ацрис-хеви.

Ртутные проявления Юго-Осети (в основном монометалльные) приурочены преимущественно к зонам дробления и трещиноватости в органогенных известняках верхней юры. Раздробленные известняки сцементированы глинисто-карбонатным материалом, гидротермально изменены и пропитаны гидроокислами железа. Оруденение в зонах дробления присутствует в виде тончайших коротких прожилков, вкраплений, мелких гнезд кристаллической киновари и его примазок в известняках по плоскостям скольжения. Помимо киновари в ртутных рудах отмечается пирит. Основной жильный минерал - кальцит.

На Эрцойском рудопроявлении оруденение встречается в виде двух зон дробления с вкраплениями, прожилками и гнездами киновари

в песчаниках келловей и верхнеюрских массивных известняках. В одной из них наблюдается сложный тип минерализации — в лежащем боку ртутная, а в висячем свинцово-цинковая. По данным О.Н.Мачавариани (1972) самыми благоприятными для локализации ртутного оруденения в данном регионе являются трещины, отвечающие кливажу осевой плоскости, затем трещины отрыва и скалывания — сдвиговые и надвиговые.

Кемультинское проявление ртути локализовано в крыльях антиклинальной складки и представлено тремя зонами с повышенной трещиноватостью в известняках верхней юры, к которым приурочены прожилки, гнезда и вкрапления киновари и кальцита. Одновременно с киноварью в прожилках и гнездах присутствует гетит, размеры отдельных выделений которых достигают 1–2 мм. В прожилках гетит располагается в периферийных участках, нарастая на стенки трещин, центральная часть которых заполняется киноварью, а затем кальцитом. Киноварь ксеноморфна по отношению к гетиту, корродирует и замещает его. Помимо киновари, кальцита и гетита в рудах присутствует пирит, марказит, халькопирит, гематит, кварц и анкерит.

Замтаретское рудопроявление ртути приурочено к верхнемеловым флишевым отложениям и образует минерализованную зону близширотного простирания мощностью до 50 м и прослеживающуюся на расстояние свыше одного километра. Она представлена перематыми и гидротермально измененными (окварцованными) известняками, аргиллитами и песчаниками. В зоне дробления отмечаются диккитизированные линзы известняков с вкраплениями киновари и прожилками кальцита. Мелкие гнезда и вкрапления киновари отмечаются также в глинистой цементирующей массе обломков известняков и аргиллитов. Помимо киновари и кальцита в малом количестве в ртутных рудах присутствуют пирит, марказит и халькопирит.

Восточнее Юго-Осетинского рудного района проявления ртути в коренном залегании пока не обнаружено. Наличие здесь ртутоносных зон выявляется многочисленными геохимическими и шлиховыми ореолами в ущельях р.Лиахви и правых притоков рр.Иори и Алазани.

Основным ртутьсодержащим промышленным минералом в ртутных рудах Грузии является киноварь. В рудных телах, залегающих в глинистых сланцах, песчаниках и диабазах она ассоциирует преимущественно с жильным кварцем, тогда как в известняках и вулканогенных породах основным жильным минералом являются карбонаты различного состава. В глинистых сланцах киноварь встречается в виде вкраплений в кварцевых жилах и прожилках, где она обычно занимает их центральные части. В виде вкраплений, прожилков и примазок киноварь встречается непосредственно и в глинистых сланцах как вдоль



сланцеватости, так и в виде коротких секущих прожилков.

В песчаниках киноварь отмечается в цементе брекчий зон дробления в виде вкраплений, реже прожилков. Совместно с кварцем и диоксидом киноварь заполняет также трещины в песчаниках и алевролитах, ориентированные поперек слоистости. В известняках и вулканогенных породах она приурочена к карбонатным прожилкам, развиваясь преимущественно в призальбандных частях последних в виде вкраплений и прерывистых каемок. В кварцевых жилах, залегающих в глинистых сланцах, в цементе раздробленных песчаников и в карбонатных жилах, развитых в известняках вкрапления киновари обычно приурочены к пустотам и межзерновым пространствам кварца и кальцита. В вулканогенных породах она лишь изредка заполняет межзерновые пространства породообразующих минералов, развиваясь главным образом по порфировым выделениям пироксена, роговой обманки, биотита и плагиоклаза, образуя совместно с кварцем мелкие линзы вдоль трещин спайности.

На Ахейском месторождении в ртутных рудах, залегающих в поперечных трещинах отрыва песчаников и алевролитов киноварь образует хорошо ограненные кристаллы (0,5–0,8 см), нарастающие на стенку. Местами они окаймляются шестоватыми кристаллами антимонита, которые частично корродируют их, проникая вдоль трещин в кристаллах киновари. Одновременно в сростаниях антимонита и киновари иногда наблюдаются мелкие прожилкообразные ответвления киновари вдоль трещин спайности в антимоните. Отмеченные особенности в киноварь-антимонитовых сростаниях позволило нам выделить в ахейских ртутных рудах две генерации киновари, образовавшиеся до и после кристаллизации антимонита (Отхмезури, 1976).

Кристаллы поздней киновари изредка встречаются в друзовых пустотах, выполненных кристаллами кварца, иногда и антимонита, где они нарастают на грани последних. Киноварь обычно ассоциирует с пиритом, марказитом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, шпатцитом, бертьеритом, метацинабаритом, твалчрелидзейтом, менегинитом. Они образуют мельчайшие вкрапления изометрической и удлиненной формы в выделениях киновари. В сростаниях с пиритом и марказитом наблюдается интенсивная коррозия киноварью дисульфидов железа.

В ртутно-мышьяковых рудах устанавливается постоянная ассоциация киновари с реальгаром. Реальгар обычно образует прожилки, местами же густую сеть прожилков в массе киновари, окаймляя ее отдельные зерна. Твалчрелидзейт и метацинабарит ассоциируют с киноварью на Гомском ртутно-мышьяковом рудопроявлении (метацинабарит встречается также и в рудах Кодисдзирского и Талахианского

рудопроявлений). Оба отмеченных минерала замещаются киноварью, которая развивается в основном по перифериям выделений метацинабарита и твалчрелидзента.

Почти на всех месторождениях и рудопроявлениях ртути Южного склона Большого Кавказа, наряду с кристаллической, встречается и тонкозернистая, порошковая киноварь, образующая примазки и налеты вдоль стенок трещин в глинистых сланцах, песчаниках, алевролитах, изверженных породах и известняках. Возрастные взаимоотношения киновари с другими рудослагающими минералами, как уже указывалось, свидетельствует о наличии в рудах двух генераций киновари. Основное количество киновари, представленное поздней генерацией, судя по структурно-текстурным особенностям, образована после кристаллизации большинства рудных и нерудных минералов, за исключением реальгара и позднего кальцита.

Дисульфиды железа в ртутных и ртутно-мышьяковых рудах Южного склона Большого Кавказа представлены главным образом пиритом, реже марказитом и мельниковитом. Пирит в ртутных рудах обычно встречается в подчиненном количестве; лишь в рудопроявлениях, развитых в вулканических породах (Ахахча, Лебурцила, Барджаши), пирит присутствует в равном с киноварью количестве. Пирит образует изометрические мелкие вкрапления во вмещающих породах — глинистых сланцах, песчаниках, известняках, вулканогенных породах и кварц-карбонатно-киноварных и кварц-карбонатно-киноварь-реальгаровых рудах. Он обычно представлен идиоморфными кристаллами и скоплениями кристаллов преимущественно квадратного сечения размерами не более 1 мм.

В кварцево-рудных прожилках пирит образует мелкие, редкие вкрапления как в центральной, так и периферических частях. В прожилках раннего и позднего карбоната пирит развит в призальбандных участках — нарастает на стенки трещин. Помимо идиоморфных кристаллов, местами раздробленных и сцементированных киноварью и карбонатами, пирит встречается в виде тонкозернистой разности, образующей тонкие прожилки вдоль межзерновых пространств киновари и встречающийся в тонкораспыленном состоянии в карбонатах. Отмеченные морфологические типы пирита соответствуют двум его генерациям.

Образование раннего идиоморфного пирита приурочено к начальной стадии рудообразовательного процесса, позднего — к заключительной стадии формирования руд. С ранним пиритом местами тесно ассоциирует мелкокристаллический марказит, развивающийся за счет замещения пирита по перифериям вкраплений последнего. Встречаются также и самостоятельные выделения марказита как во вмещающих породах, так и в рудах в виде концентрически зональных стяжений

почковидной формы размером до 1 мм с радиально-лучистым внутренним строением, часто совместно с мельниквит-марказитом. Отдельные каемки концентрически-зонального марказита иногда замещены киноварью. Все разновидности дисульфидов железа, за исключением тонкозернистой разновидности интенсивно корродируются киноварью, которая часто образует в них тонкие, короткие прожилки. Реликты дисульфидов железа в виде включений постоянно присутствуют в выделениях киновари.

Антимонит в рассматриваемых ртутных рудах распространен в ограниченном количестве, преимущественно в рудных проявлениях северной ртутоносной зоны. В рудных проявлениях южной ртутоносной зоны, залегающих в вулканогенных породах (Ахахчинское, Цителихевское, Барджашское рудопроявления), антимонит, как правило, отсутствует. Сравнительно широко распространен антимонит в рудах Ахейского рудного поля. Здесь он представлен шестоватыми, игольчатыми, местами изогнутыми сдвойникованными кристаллами размером до 3-5 см, образующим радиально-лучистые агрегаты. Антимонит развит преимущественно в трещинах отрыва в песчаниках и трещинах скола в будинированных диабазовых дайках, где совместно с киноварью, диккитом и кварцем заполняет трещинные полости. В кварцевых жилах, согласно залегающих в глинистых сланцах, он встречается редко в виде мелких, удлиненных игольчатых кристаллов.

Антимонит ассоциирует с кварцем и образует с ним сростания, где наблюдается коррозия кварца антимонитом. Возрастные взаимоотношения антимонита с рудослагающими минералами в ртутных рудах Южного склона Большого Кавказа указывают, что антимонит образовался после кристаллизации раннего кварца и киновари первой генерации.

Реальгар, наряду с киноварью, является основным рудным минералом в ртутно-мышьяковых рудах Кодисдзири, Чичхва и Гоми. Он образует гнезда, линзовидные скопления, корки и примазки во вмещающих породах и рудах. В рудных телах реальгар тесно ассоциирует с киноварью, в сростании с которой выявляет четко выраженный ксеноморфизм - корродирует и образует в скоплениях киновари мелкие прожилки. В кварц-кальцит-киноварь-реальгаровых жилах рудопроявлений Чичхва и Кодисдзири в центральных частях жил обычно развивается реальгар с кальцитом, а в зальбандах - киноварь с кварцем. Реальгар проникает вдоль тончайших трещин спайности антимонита и метацинабарита, образуя в них прожилки. В кальцитовых прожилках реальгар образует вкрапления по всей массе. В редких случаях с реальгаром ассоциируют мелкие выделения аурипигмента, образовавшиеся за счет его замещения. Возрастные взаимоотношения

реальгара и аурипигмента с другими рудослагающими минералами указывает на образование их в заключительную стадию рудообразовательного процесса.

Метацинабарит по частоте нахождения имеет по сравнению с киноварью резко подчиненное распространение в ртутных и ртутно-мышьяковых рудах Южного склона Большого Кавказа. В малом количестве он обнаружен на Талахианском ртутном, Кодисдзирском и Гомском ртутно-мышьяковых проявлениях. Совместно с киноварью метацинабарит образует вкрапления, гнезда и примазки во вмещающих породах и кварц-карбонатно-рудных жилах. В сростаниях с киноварью наблюдается замещение последним по перифериям зерен метацинабарита. Тесные сростания метацинабарита с киноварью указывают на почти одновременное их выделение с незначительным запозданием последнего.

Твалчрелидзеит - ртутно-сурьмяно-мышьяковый сульфид сложного состава, впервые открыт и описан на Гомском ртутно-мышьяковом рудопроявлении (Груздев, Мchedlishvili, Терехова и др., 1975). Совместно с киноварью и метацинабаритом он образует вкрапления и гнезда размерами 3-4 мм, реже до 10 мм в окварцованных песчаниках. В сростаниях с метацинабаритом отмечается замещение последнего твалчрелидзеитом вдоль мелких трещин. Твалчрелидзеит в свою очередь корродируется и замещается вдоль трещин спайности киноварью. В редких случаях наблюдается дробление твалчрелидзеита и цементация его тонкозернистой киноварью. Возрастные взаимоотношения твалчрелидзеита с киноварью и метацинабаритом указывают, что кристаллизация их происходила почти одновременно в последовательности метацинабарит-твалчрелидзеит-киноварь.

Гетит как вторичный минерал в малом количестве отмечается почти на всех рудопроявлениях, однако на рудопроявлении Кемульты, представленном оруденением штокверкового типа в известняках, нами отмечен гипогенный гетит. Он присутствует совместно с киноварью и кальцитом в трещинах раздробленных известняков. Количество киновари и гетита в прожилках примерно равное. Последний в ассоциации с киноварью располагается в периферийных участках прожилков, нарастая на стенки трещин. Местами гетит образует идиоморфные кристаллы шестигранного сечения, цепочечно располагающиеся вдоль трещин и межзерновых пространств во вмещающих известняках, раннем карбонате и местами в массе киновари. Последняя обычно ксеноморфна и корродирует его. В центральных частях симметрично-зональных гетит-киноварь-кальцитовых прожилков обычно развит поздний кальцит. Микроскопическая диагностика гетита подтверждена рентгенометрическими исследованиями и лазерным микроанализом. Гетит, как из-

известно, в большинстве случаев экзогенного происхождения. Он встречается обычно в зонах окисления сульфидных месторождений, как продукт изменения дисульфидов железа и других рудных минералов, содержащих железо. В редких случаях гетит, как первичный минерал отмечен в низкотемпературных гидротермальных месторождениях.

Возможно, образование гетита в нашем случае обусловлено полным замещением раннего пирита в кальцит-пирит-киноварных прожилках. Такому допущению противоречит отсутствие реликтов пирита в массе гетита, псевдоморфоз гетита по пириту, отсутствие следов развития гетита в тех редких пиритовых вкраплениях, которые встречаются в известняках в непосредственной близости кальцит-гетит-киноварных прожилков. Одновременно присутствие в прожилках идиоморфных, таблитчатых выделений гетита шестиугольной формы, не характерных для пирита вообще, позволяет допустить, что гетит в кальцит-гетит-киноварных рудах является первичным гидротермальным образованием.

Арсенопирит в рассматриваемых рудах встречается весьма редко. Он описан Е.К. Везиришвили (1948) в рудах Талахианского и Кодидзирского рудопроявлений, а также нами в Цителихевских монометаллических ртутных рудах. Он ассоциирует с ранним пиритом и встречается в виде мелких игольчатых кристаллов, имеющих местами ромбический габитус как во вмещающих породах, так и в выделениях киновари. Арсенопиритовые кристаллы корродированы поздними минералами и как пирит, являются одним из ранних рудных минералов.

В ассоциации с киноварью различными исследователями в некоторых ртутных проявлениях описаны шварцит — на Ахейском месторождении, бертьерит — на Чичхвинском рудопроявлении и на Авадхарском месторождении и менегинит на Авадхарском месторождении.

Халькопирит, сфалерит, галенит и блеклая руда в ртутных проявлениях обнаружены в ничтожном количестве в виде мелких (сотые и десятые доли мм) изометрических вкраплений во вмещающих породах и основных рудослагающих минералах. В сравнительно большом количестве отмеченные минералы присутствуют в рудах сложного ртутно-полиметаллического проявления Ламджири в Верхней Сванети. Они здесь представляют собой продукты раннего этапа минерализации, на которую наложена поздняя ртутная.

В рудах ртутных и ртутно-мышьяковых месторождений и рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа состав нерудных жильных минералов всецело определяется характером вмещающих пород. В рудных жилах и минерализованных зонах, залегающих в глинистых сланцах и песчаниках, преимущественным развитием пользуется кварц. В известняках, мергелистых известняках и вулканогенных породах жильные ми-

нералы главным образом представлены карбонатами различного состава. Помимо отмеченных жильных минералов в рудах постоянно присутствует диккит, реже монтмориллонит, серицит и хлорит.

Кварцено-рудные жилы и линзы, залегающие в силикатных породах, сложены в основном сплошными агрегатами молочно-белого кварца. В редких случаях в кварцевых жилах отмечаются друзовые полости, выполненные кристаллами более или менее прозрачного кварца, на которые нарастают выделения киновари и антимонита.

В ртутных, ртутно-полиметаллических и ртутно-мышьяковых рудах Южного склона Большого Кавказа отмечаются два разновозрастных кварца: 1) ранний, крупнокристаллический кварц, постоянно ассоциирующийся с пиритом и арсенопиритом, а в Ламджирских ртутно-полиметаллических рудах еще и с халькопиритом, сфалеритом, галенитом и блеклой рудой; 2) поздний, мелкозернистый и скрытокристаллический кварц, ассоциирующий с карбонатами, антимонитом, киноварью и реальгаром. Ранний кварц составляет основную жильную массу на ртутно-полиметаллическом рудопоявлении Ламджири, в ртутных и ртутно-мышьяковых рудах он имеет ограниченное распространение.

Поздний кварц в кварц-карбонатно-киноварных прожилках обычно нарастает на стенки трещин, образуя гребенчатые агрегаты с ориентацией удлиненных кристаллов перпендикулярно к залыскам; центральные части прожилков обычно заполнены карбонатом и киноварью. Пространственное положение кварца в рудных телах и его возрастные взаимоотношения с рудослагающими минералами указывают на то, что ранний кварц связан с кварц-полиметаллической минерализацией и он является наиболее ранним минералом. Кристаллизация позднего кварца связана с ранней стадией сурьмяно-ртутно-мышьякового этапа минерализации.

Карбонаты различного состава являются основными жильными минералами в ртутных и ртутно-мышьяковых рудах месторождений и рудопоявлений, приуроченных к карбонатным отложениям верхней юры и вулканогенным породам порфиритовой свиты байоса. Карбонаты образуют прожилки, линзы и гнезда различных размеров. Одновременно наблюдается интенсивная карбонатизация вмещающих вулканогенных пород. В рудных жилах карбонаты образуют прожилки в раннем, раздробленном кварце, проникают в межзерновое пространство и цементируют его. С другой стороны, мелкокристаллический поздний кварц отмечен вдоль трещин карбонатов, что указывает на образование определенного количества данного минерала на раннем этапе рудообразования.

Ранний карбонат обычно мелкозернистый, содержит вкрапления пирита, халькопирита и киновари. Судя по оптическим свойствам, а

также результатам химических, термических и рентгенометрических исследований (Салия, Квициани, 1976) ранние карбонаты представлены доломитом и анкеритом. Одновременно с ранним карбонатом, в рудах встречаются ксеноморфные выделения карбоната, заполняющие друзовые пустоты между идиоморфными кристаллами позднего мелкозернистого кварца, что свидетельствует о существовании второй, более поздней генерации карбоната.

Поздний карбонат представлен крупнокристаллическим агрегатом с изоморфными отдельными зернами, характеризующимся наличием тонких полисинтетических двойников. Он корродирует все основные рудослагающие минералы, стерилен от вкрапленных рудных минералов — они содержатся лишь в приальбандных участках прожилков. В кварце и раннем карбонате образует тонкие прожилки и местами цементирует их раздробленные агрегаты. Следы дробления или перекристаллизации в позднем карбонате не отмечаются. По оптическим свойствам и результатам химического анализа поздний карбонат определяется как кальцит, с незначительной примесью доломитового вещества. Вышеотмеченные возрастные взаимоотношения кальцита с рудослагающими минералами указывает на его образование, приуроченное к концу рудообразовательного процесса.

Диккит является типоморфным жильным минералом ртутных и ртутно-мышьяковых месторождений Южного склона Большого Кавказа. Особенно широко развит он в рудах, залегающих в алкмосиликатных породах. Диккит представлен мелкими прожилками и гнездами в глинистых сланцах и песчаниках. В виде гнезд и примазков он отмечается также в известняках, вулканитах и жильном кварце. Скопления и прожилки диккита сложены мельчайшими чешуйчатыми, волокнистыми и таблитчатыми выделениями с хорошо выраженной спайностью, местами образующими радиально-лучистые агрегаты. Диккит тесно ассоциирует с киноварью и образует с ней сростания. В ртутных рудах, залегающих в вулканогенных отложениях порфиритовой свиты байоса (рудопоявления Ахахча в Абхазии и Цителихеви в Сванетии) совместно с диккитом присутствует монтмориллонит, образовавшийся, по-видимому, за счет вторичного изменения диккита.

Серицит и хлорит в рудах распространены в весьма ограниченном количестве в виде мелких редких чешуек и их скоплений, причем наблюдается тяготение хлорита к кварц-пиритовым скоплениям, а серицита к карбонатно-киноварным.

Большого разнообразия текстур ртутных и ртутно-мышьяковых руд не наблюдается. Наиболее распространенный тип — вкрапленный. Встречаются вкрапленно-прожилковые, прожилковые, прожилково-сетчатые и брекчиевые текстуры. Гидротермальное изменение вмещающих пород выражено в окварцевании, диккитизации, карбонитизации и хло-

ритизации.

Исследование минералогического состава ртутных и ртутно-мышьяковых месторождений и рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа, анализ существующего материала по ртутно-полиметаллическим рудопроявлениям указывает на присутствие в рудах продуктов двух этапов минерализации – раннего (кварц-пирит-полиметаллического) и позднего (кварц-карбонатно-ртутно-мышьякового), отделенных друг от друга довольно большим промежутком времени.

Ранний этап четко проявлен на рудопроявлениях Ламджири и Кодисдзири, представляющим собой совмещенные в пространстве полиметаллическое и ртутное оруденения и на рудопроявлении Эрцо – сложном мышьяково-полиметаллическом оруденении.

На собственно ртутных и мышьяковых (реальгар-аурипигментовых) месторождениях и рудопроявлениях продукты раннего этапа минерализации присутствуют в ограниченном количестве – в рудах отмечается лишь ранний кварц с вкраплениями пирита и очень редко арсенопирита, халькопирита, сфалерита и галенита.

На позднем этапе минерализации формирование ртутных, мышьяковых и смешанных ртутно-мышьяковых руд проходит в две стадии минерализации диккит-киноварной и реальгар-аурипигментовой. Собственно ртутные месторождения были сформированы в диккит-киноварную стадию. Последняя начинается кристаллизацией мелкозернистого гребчатого кварца, нарастающего на стенки трещин и заполняющего поры во вмещающих породах. Непосредственно после кристаллизации кварца образовалась киноварь первой генерации, встречающаяся в виде хорошо ограненных изометрических кристаллов в жилах выполнения. На наличие двух генераций киновари в рудах указывают ее возрастные взаимоотношения с антимонитом. Последний в ртутных рудах, возможно, присутствует, с одной стороны как продукт ранней кварц-антимонитовой стадии минерализации, с другой представляет собой минеральное образование, сформировавшееся в процессе кварц-карбонатно-диккит-киноварной стадии, непосредственно после кристаллизации киновари первой генерации. Совместно с ней кристаллизовался и диккит ранней генерации. За образованием антимонита следовала, по-видимому, кристаллизация раннего карбоната (доломита и анкерита), который местами заполняет трещины, стенки которых усеяны кристаллами кварца. Ранний карбонат интенсивно разъедает кварц и в ряде случаев содержит корродированные кристаллы последнего.

Вслед за кристаллизацией раннего карбоната начинает выделяться вторая генерация киновари в ртутных месторождениях, а в ртутно-мышьяковых проявлениях наряду с ней – метацинабарит и твалчрелидзеит. Со второй генерацией киновари тесно ассоциирует шват-



цит, бертьерит, менегинит, поздний диккит, серицит, формирование которых происходило почти одновременно.

Заключительная стадия минерализации – реальгар-аурипигментовая – наложена на кварц-карбонатно-диккит-киноварную в ртутно-мышьяковых рудах. В течение этой стадии образуется главным образом реальгар, корродирующий все ранние минералы и в ничтожном количестве аурипигмент, развивающийся за счет реальгара. Гипогенный процесс завершается образованием кальцита, стерильного на рудные минералы, секущего в виде тонких прожилков все ранние минеральные ассоциации.

Ртутные, ртутно-мышьяковые и мышьяковые (реальгар-аурипигментовые) месторождения и рудопроявления Южного склона Большого Кавказа, обнаруживают приуроченность к зонам краевых разломов глубинного заложения, разграничивающих отдельные структурно-формационные единицы.

Исследователи ртутных месторождений Грузии (Бенделиани, 1938; Чичинадзе, 1945; Тогонидзе, 1957; Твалчрелидзе, 1961; Кекелия, 1964; Букия, Абамалия и др., 1965; Церцвадзе, 1972) структурой первого порядка, обуславливающей закономерности пространственного размещения ртутных месторождений Южного склона Большого Кавказа считают Главный надвиг – глубинный разлом, разграничивающий зону кристаллического ядра Большого Кавказа от зоны Южного склона.

К существенно иному выводу пришла Н.Г.Демидова (1964), изучавшая закономерности размещения ртутных месторождений Большого Кавказа. Основываясь на представлениях В.Е.Хайна и др. (1960) она считает, что Главный надвиг является активной структурой лишь в мезозое и утрачивает свою мобильность к моменту формирования ртутных месторождений. Активными кайнозойскими структурами регионального масштаба, контролирующими размещение ртутных месторождений рассматриваемой области, Н.Г.Демидова считает краевые разломы, ограничивающие с севера и юга Рача-Тянетский и Новороссийский флишевые бассейны.

В последнее время появились новые представления о рудораспределительной роли поперечных, субмеридиональных структур в процессе формирования ртутных месторождений и рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа (Амбокадзе, 1976).

Представления Н.Г.Демидовой об утрате мобильности Главного надвига в кайнозое не подтверждается ни геологическими, ни геофизическими данными. В зоне Главного надвига зафиксирован ряд типично поздне-альпийских месторождений и рудопроявлений кварц-антимонитовой, кварц-ферберитовой и смешанной, ферберит-антимонитовой формации. Недостаточно обоснованы фактическим материалом и пред-

ставления А.И.Амбокадзе (1976) о меридиональных рудораспределяющих структурах.

Пространственное размещение ртутных, сурьмяных и мышьяковых (реальгар-аурипигментовых) месторождений и рудопроявлений указывает на большую роль субширотных глубинных разломов на Южном склоне Большого Кавказа (Главный надвиг, Гебско-Лагодехский разлом, южный флишевый надвиг).

Геологическая позиция ртутных и ртутно-мышьяковых проявлений Южного склона Большого Кавказа, характерные особенности строения и морфологии рудных тел, простой минеральный состав, низкие температуры (120–220°) образования отдельных рудослагающих минералов и особенности химизма рудообразующих растворов (Отхмезури, Долидзе, 1979) позволяют отнести рассматриваемые оруденения к генетической группе телетермальных (амагматических) месторождений.

Одной из характерных особенностей телетермальных месторождений является, как известно, удаленность от магматических очагов и отсутствие признаков генетической связи с изверженными породами (Федорчук, 1969).

На удаленность ртутных и ртутно-мышьяковых месторождений и рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа от рудогенерирующих очагов указывает отсутствие каких-либо признаков магматических пород, с которыми генетически можно связать ртутно-мышьяковое оруденение. Установленные в Центральной части Южного склона Большого Кавказа (Верхняя Рача) малые интрузии и дайки дацитов и кварцевых альбитофиров неогенового возраста, к которым местами пространственно приурочено ртутно-мышьяковое оруденение (Кодисдзири), выявляют, по-видимому, лишь косвенную структурную связь с последними, обусловленную возрастной близостью и общностью проникновения из глубинных очагов. Связь ртутных и ртутно-мышьяковых оруденений с глубинными, преимущественно подкоровыми очагами базальтоидного состава в настоящее время разделяется большинством исследователей. На глубинный источник ртути, по-видимому, указывает наличие ее повышенных содержаний в рифтовых зонах современных океанов и простота состава руд, обусловленная дифференцированностью рудообразующих растворов, прошедших значительный путь от очагов зарождения.

Установление точных возрастных границ проявления ртутной минерализации на Южном склоне Большого Кавказа является весьма сложной проблемой. Г.А.Твалчрелидзе (1961) ртутные, сурьмяные и мышьяковые месторождения и рудопроявления считает постскладчатыми образованиями альпийской металлогенической эпохи. К аналогичным выводам пришла Н.Г.Демидова (1964), изучившая месторождения Наро-Мамисонского рудного поля. З.Я.Церцвадзе (1965) на основании изучения

распределения ртути в разновозрастных отложениях в районе развития ртутных оруденений Грузии считает последние постверхнеэоценовыми. Проведенные нами комплексные исследования ртутных проявлений в западной части зоны Южного склона Большого Кавказа позволяют определить возраст ртутного оруденения как позднеальпийский (Надирадзе, Алибегашвили, Кахадзе, Отхмезури, 1973; Отхмезури, 1976).

Анализ данных по вещественному составу и геологическим условиям нахождения ртутных и связанных с ними оруденений Южного склона Большого Кавказа позволяет из отмеченных рудных образований выделить ряд рудных формаций, надформационных категорий и минералогических типов. Основной, ведущей рудной формацией, определяющей "лицо" и основную промышленную ценность ртутных и ртутно-мышьяковых месторождений и рудопроявлений, является диксит-киноварная простая формация, образовавшаяся в процессе основной, кварц-карбонатно-диксит-киноварной стадии минерализации.

В результате наложения отмеченной стадии на продукты полиметаллической стадии раннего этапа, резко отличающихся по составу и условиям нахождения от ртутьсодержащих минеральных ассоциаций, образована совмещенная ртутно-полиметаллическая формация. Вследствие наложения мышьяковой, реальгар-аурипигментовой минерализации (в рамках единого этапа) на ртутное оруденение, сформировалась сложная ртутно-мышьяковая формация. В диксит-киноварной простой формации по соотношению количества жильных минералов можно выделить кварц-диксит-киноварный и карбонатно-диксит-киноварный минеральные типы, состав которых всецело зависит от характера вмещающих пород. По характерной ассоциации рудных минералов нами выделяется третий минеральный тип гетит-киноварный, устанавливающийся на Кемультинском рудопроявлении Юго-Осети.

Вышеизложенный фактический материал по геологическим, генетическим и минералого-геохимическим особенностям месторождений и рудопроявлений цветных, редких и сопутствующих им металлов, позволяют в пределах Южного склона Большого Кавказа выделить серно-колчеданную, медно-пирротиновую, свинцово-цинковую, кварц-молибденитовую с вольфрамитом и касситеритом, кварц-арсенопиритовую, кварц-ферберитовую, кварц-антимонитовую, диксит-киноварную и реальгар-аурипигментовую простые рудные формации.

Проявления серно-колчеданной формации в пределах рассматриваемой территории отмечаются в виде массивных, согласных залежей мономинерального пирита. Минеральные или геологические типы в данной формации не выделяются.

Среди рудопроявлений медно-пирротиновой формации отмечается два геологических типа: 1) жильный и прожилково-сетчатый и 2) унас-

ледованно стратиформный тип. По соотношению основных рудных минералов выделяются пирит-пирротиновый, пирит-пирротин-халькопиритовый, пирротин-халькопиритовый и кварц-халькопиритовый минеральные типы. Из надформационных категорий здесь выделены серноколчеданно-меднопирротиновая совмещенная и меднопирротин-полиметаллическая сложная формации.

Среди месторождений и рудопроявлений свинцово-цинковой формации выделяются жильно-метасоматический и стратиформный геологические и сфалерит-галенитовый и галенит-сфалеритовый минеральные типы. Специфическая геологическая позиция, своеобразный состав и текстурно-структурные особенности позволяют с определенной долей условности выделить самостоятельную формацию колломорфных свинцово-цинковых руд. Пространственно совмещение свинцово-цинковой и кальцит-баритовой минерализации обуславливает наличие сложной барит-полиметаллической формации в пределах Гагрско-Джавской зоны.

Мышьяковые месторождения и рудопроявления Южного склона Большого Кавказа группируются в две самостоятельные простые формации: кварц-арсенопиритовую и реальгар-аурилитментовую. Геологические и минеральные типы здесь не выделяются.

Проявления редких металлов на Южном склоне Большого Кавказа довольно широко распространены. Среди них выделяются высокотемпературные и низкотемпературные (Надирадзе, Алибегашвили, Кахадзе, Отхмезури, 1973). Высокотемпературные кварц-молибденитовые и молибденит-вольфрамитовые с касситеритом рудопроявления представляют собой, по-видимому, минеральные типы единой формации, так как по данным вышеотмеченных авторов образование их происходило в течение одной стадии минерализации. Совмещение в пространстве высокотемпературной редкометальной и кварц-арсенопиритовой минерализаций обуславливает наличие мышьяк-редкометальной сложной формации, выделенной в свое время Г.А.Твалчрелидзе (1961).

Совмещение в пространстве различных типов оруденения обуславливает также образование ферберит-антимонитовой сложной, сурьмяно-полиметаллической совмещенной, ртутно-мышьяковой сложной, ртутно-полиметаллической совмещенной и мышьяк-полиметаллической совмещенной формации. Минеральные типы выделяются лишь в диккит-киноварной простой формации в виде кварц-диккит-киноварной, карбонатно-диккит-киноварной и гетит-киноварной типов.

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Исследование медно-пирротиновых, свинцово-цинковых, мышьяковых и редкометальных месторождений и рудопроявлений Южного склона

Большого Кавказа, анализ существующего материала по геологическим условиям нахождения, вещественному составу и структурно-текстурным особенностям руд позволяет прийти к выводу, что они были сформированы в альпийскую металлогеническую эпоху, совпадающую с альпийским тектоническим циклом (ранняя юра - антропоген). Рудные образования более ранних металлогенических эпох, в частности герцинской металлогенической эпохи, широко развитые в северной части Большого Кавказа (зоны Главного и Передового хребтов) на Южном склоне не выявлены.

Геологическое развитие Кавказа в ранней юре - антропогене обычно рассматривается в рамках единого альпийского тектонического цикла. Однако для целей металлогенического анализа Г.А.Твалчре-лидзе (1961) считает необходимым разделить этот цикл на раннеальпийский или киммерийский, и позднеальпийский, или собственно альпийский с границей между ранним и поздним мелом.

Начало раннеальпийской металлогенической эпохи знаменуется интенсивным погружением зоны Южного склона Большого Кавказа в ранней юре с образованием обширного геосинклинального бассейна, местами унаследованного от герцинского цикла. В ранней юре здесь отлагался преимущественно терригенный материал, в нижней части переслаивающийся с продуктами спилит-кератофирового вулканизма. В домер-раннетоярское время на фоне пелагической глинистой седиментации проявляются продукты толеит-базальтового вулканизма. С последним парагенетически связано серноколчеданное оруденение, представленное конкреционными стяжениями, прослоями и массивными залежами дисульфидов железа в сланцево-песчаных отложениях. Как уже говорилось, серноколчеданные залежи в низах тоарской сланцево-песчаной толщи являются гидротермально-осадочными образованиями и связаны с поствулканической гидротермальной деятельностью, продукты которой в виде мелкозернистого пирита отлагались на дне тоарского бассейна совместно с аргиллитами и песчаниками. Оптимальные условия локализации серноколчеданных руд создавались в синвулканических понижениях палеобассейнов, ограниченных с обеих сторон вулканическими постройками толеитовых базальтов. Серноколчеданное оруденение здесь проявилось в виде прожилково-вкрапленной минерализации пирита в вулканитах, повышенной конкреционностью надвулканической осадочной пачки и, наконец, в виде массивной рудной залежи. В асимметричных структурах, ограниченных лишь с одной стороны вулканическими постройками, происходило постепенное разубоживание рудных образований в сторону открытой части бассейна (Беридзе, Отхмезури, 1980). Формирование серно-колчеданных залежей в сланцево-песчаных отложениях нижней юры связывается с раннегеосинкли-

нальной стадией раннеальпийской металлогенической эпохой. С этой же стадией Г.А.Твалчредидзе (1961), Г.А.Твалчредидзе и В.В.Панцулая (1973) связывают многочисленные гидротермальные рудопроявления медно-пирротиновой формации и пластообразные колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения сложного гидротермально-осадочного генезиса.

За терригенным осадконакоплением лейаса в зоне Южного склона в верхнем аалене следовал подводный базальтоидный вулканизм, который достигал максимального развития в байосском веке, когда формировалась мощная толща спилит-порфиритовой формации.

Позднегеосинклинальная стадия раннеальпийской металлогенической эпохи охватила верхний лейас, байос и частично бат. В этот период в пределах Южного склона Большого Кавказа формировались массивы плагιοгранитной формации (Санчарский и Эцерский) и связанные с ними Санчарское скарново-магнетитовое и Кирарское скарново-полиметаллическое рудопроявления.

В конце байоса - начале бата общее погружение сменилось регрессией и частичной инверсией. На фоне общего поднятия, геосинклинальный режим сохранился в узких шовных бассейнах, где продолжалось непрерывное накопление флишевых осадков.

Орогенный этап на Большом Кавказе четко проявился в зонах поднятий. По Г.А.Твалчредидзе и В.В.Панцулая (1973), к раннеорогенной стадии принадлежат нижние угленосные молассы, включающие батские угольные месторождения Ткибули, Ткварчели и др. Магматизм данной стадии проявлен Келасурским раннесинорогенным гранитоидным интрузивом и рядом даек порфировых пород, а рудная минерализация представлена пегматитовыми и кварцевыми жилами с убогой вкрапленностью молибденита, касситерита, шеелита и арсенопирита, генетически связанных с Келасурским массивом.

Позднеорогенная стадия раннеальпийской металлогенической эпохи, по данным вышеотмеченных авторов, нашла свое отражение в образовании верхнеюрской пестроцветной свиты, относимой ими к категории верхних моласс. К рудной минерализации позднеорогенной стадии относятся приуроченные к Гагрско-Джавской зоне свинцово-цинковые жильные и жильно-метасоматические месторождения в терригенных, вулканогенных и интрузивных породах и стратиформные оруденения свинца и цинка в карбонатных отложениях.

Позднеальпийская, или собственно альпийская металлогеническая эпоха охватывает поздний мел - антропоген. До недавнего времени позднеальпийскую металлогению Большого Кавказа было принято рассматривать в рамках орогенного этапа. Анализ существующего материала по геологическим и рудным формациям Кавказа позволил

Г.А.Твалчредидзе и В.В.Панцулая (1973) по-новому осмыслили позднеальпийскую металлогению Большого Кавказа и отнесли рудные месторождения и проявления, связанные с неогеновым магматизмом, к продуктам тектоно-магматической активизации. Отмеченные авторы пришли к выводу, что на Большом Кавказе, в отличие от Малого Кавказа, нет основания расчленять позднеальпийскую металлогеническую эпоху на этапы и стадии геосинклинального развития, так как после раннеальпийской металлогенической эпохи здесь фактически прекратилось эвгеосинклинальное развитие и в течение длительного времени наблюдался переход от геосинклинали к платформе (исключение составляли флишевые бассейны, миеосинклинальное развитие которых продолжалось до эоцена включительно и которые с металлогенической точки зрения были стерильными).

Активные тектонические движения олигоцен-неогенового возраста на Большом Кавказе способствовали возникновению обширных сводово-глыбовых структур, характерных для областей тектоно-магматической активизации. Период тектоно-магматической активизации Большого Кавказа разделяется на две стадии: первая проявилась после замыкания остаточных флишевых бассейнов и характеризуется формированием гранитоидных малых интрузий (поздний палеоген - ранний неоген), с которым парагенетически связаны месторождения и рудопроявления мышьяка (арсенопирита), молибдена и других редких металлов; вторая характеризуется очередным сводово-глыбовым воздыманием горного сооружения Большого Кавказа, раскалыванием его вдоль глубинных разломов и проникновением по ним продуктов андезито-базальтового вулканизма. С активизацией глубинных разломов связано образование приразломных зон с свинцово-цинковой (колломорфной), вольфрамовой, сурьмяной, ртутной и мышьяковой (реальгар-аурипигментовой) минерализацией амагматичного (телетермального) типа.

Отмечается преимущественная приуроченность наиболее интенсивных процессов тектоно-магматической активизации к поперечной структуре Транскавказского поднятия, косо секущего все тектонические зоны Большого Кавказа, Закавказского срединного массива и Малого Кавказа. В пределах Южного склона Большого Кавказа он включает Сванетский, Рачинский и Юго-Осетинский рудные районы, характеризующиеся наиболее пестрым по составу эндогенными рудными формациями.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование закономерностей образования и размещения эндогенных рудных месторождений и проявлений в связи с геологическим строением и историей развития Южного склона Большого Кавказа,

изучение вещественного состава и структурно-текстурных особенностей руд, строения, структуры и морфологии рудных тел позволяют сделать некоторые выводы.

1. Формационная систематика на вещественно-минералогической основе, с учетом геологических условий нахождения месторождений и рудопроявлений цветных и редких металлов Южного склона Большого Кавказа позволяет выделить простые, сложные и совмещенные рудные формации, минеральные и геологические типы. Простые рудные формации выделены на основе одностадийных минеральных ассоциаций, определяющих тип и промышленную ценность оруденений. Совмещенные в пространстве родственные рудные формации, отличающиеся по минеральному составу, но образующиеся в сходных геологических и физико-химических условиях в рамках одного этапа минерализации определены как сложные рудные формации. Наложенные друг на друга простые рудные формации разных этапов минерализации, отличающиеся как по вещественному составу, так и геологическими условиями формирования, квалифицируются как совмещенные рудные формации. Минеральные типы выделены в рамках простых рудных формаций по преобладанию в них различных минеральных ассоциаций. Геологический тип выделяется среди рудных формаций сходных по минеральному составу, но отличающихся по геологическим условиям нахождения.

2. На Южном склоне Большого Кавказа выделены серноколчеданная, медно-пирротиновая, свинцово-цинковая, кварц-молибденитовая с вольфрамитом и касситеритом, кварц-арсенопиритовая, кварц-ферберитовая, кварц-антимонитовая, диккиит-киноварная, свинцово-цинковая колломорфная и реальгар-аурипигментовая простые формации. Серноколчеданно-медно-пирротиновая, сурьмяно-полиметаллическая, ртутно-полиметаллическая, мышьяк-полиметаллическая совмещенные формации, медно-пирротин-полиметаллическая, барит-полиметаллическая, мышьяк-редкометаллическая, ферберит-антимонитовая и ртутно-мышьяковая сложные формации. В медно-пирротиновой формации выделяются жильный и унаследованно-стратиформный геологические типы и пирит-пирротиновый, пирит-пирротин-халькопиритовый, пирротин-халькопиритовый и кварц-халькопиритовый минеральные типы. Среди месторождений свинцово-цинковой формации отмечаются жильно-метасоматический и стратиформный геологические типы, сфалерит-галенитовый и галенит-сфалеритовый минеральные типы.

В месторождениях диккиит-киноварной формации можно выделить кварц-диккиит-киноварный, карбонатно-диккиит-киноварный, и гетит-киноварный минеральные типы.

3. Месторождения и рудопроявления цветных и редких металлов связываются с различными этапами и стадиями альпийской металлогене-



нической эпохи, разделяющейся на Большом Кавказе на раннеальпийскую и позднеальпийскую с границей между ранним и поздним мелом.

4. С раннегеосинклиальной стадией раннеальпийской металлогенической эпохи связано образование руд серноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и медно-пирротиновой формаций. В позднегеосинклиальную стадию происходило формирование габбро-плагиогранитной формации и связанных с ней мелких скарново-магнетитовых и скарново-полиметаллических рудопоявлений. Раннеорогенная стадия знаменуется образованием гранитоидных интрузий и связанных с ними пегматитовых и кварцевых жил с убогой редкометальной минерализацией, а позднеорогенная - формированием жильных, жильно-метасоматических и стратиформных оруденений свинцово-цинковой формаций.

5. Позднеальпийские мышьяковые, редкометальные и колломорфные свинцово-цинковые руды отнесены к продуктам тектоно-магматической активизации, причем месторождения арсенопирита, молибдена и связанных с ними редких металлов к первой стадии тектоно-магматической активизации - стадии формирования малых интрузий (поздний палеоген - ранний неоген), а амагматичные месторождения вольфрама, сурьмы, ртути, мышьяка (реальгар-аурипигмента) и свинцово-цинковых колломорфных руд к второй стадии, характеризующейся широко-глыбовым воздыманием горного сооружения Большого Кавказа и наземным андезито-базальтовым вулканизмом.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А. Тектоника и геологическая история Абхазии. - Тр. ГИН АН СССР, нов. серия, 1977, вып. 54.
- Адамия Ш.А. Объяснительная записка к макету тектонической карты Кавказа масштаба 1:1000.000.
- Адамия и др. Структурно-фациальная зональность и история развития. - В кн.: Вопросы геологии северо-западной Абхазии, Мецниереба, Тбилиси, 1972.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. - Геотектоника, 1977, №4.
- Алибегашвили Б.А. Роль структурных факторов и физико-механических свойств вмещающих пород в локализации оруденения на мышьяковом месторождении Лухуми. - Автореф. канд. дис. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Тбилиси, 1969.
- Амбокадзе А.Н. Особенности размещения низкотемпературного редкометального оруденения на Южном склоне Большого Кавказа. - Сообщ. АН СССР, 1976, т. 81, №1.
- Бенделиани А.Е. Проявление редкометального оруденения в горах Верхней Рачи. - Разведка недр, 1938, №3-4.
- Бенидзе Г.М., Буадзе В.И., Гвалчрелидзе Т.А. Генетические типы руд и условия их локализации в восточном сегменте Южного склона Большого Кавказа. - В сб.: Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа, Тбилиси, Сабчота Сакартвело, 1979.
- Беридзе М.А., Буадзе В.И. О генезисе стратиформного серно-

колчеданного оруденения Адангейского рудного поля (Горная Абхазия). - Литология и полезные ископаемые, 1977, №1.

Беридзе М.А., Отхмезури З.В., Прудзе М.П. Условия проявления юрского раннегеосинклинального вулканизма и связанного с ним оруденения на Южном склоне Большого Кавказа. - Тезисы докладов на У Всесоюзном вулканологическом совещании, Тбилиси, 1980.

Бетехтин А.Г. К минералогии Белоканского медного месторождения. - Тр. Всес. Геол.-развед. объединения, вып.131, 1931.

Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Боришанская С.С., Воскресенская И.Т., Карпова И.М. Минеральная форма нахождения таллия в сфалеритах Верхней Квайсы. - Докл. вузов, геол.-геогр.науки, 1958, №4.

Буадзе В.И., Бенидзе Г.М., Твалчредидзе Т.А., Кавиладзе М.Ш., Миндиашвили Т.Н., Чичинадзе М.К. Условия формирования медно-пирротиново-полиметаллических рудопроявлений Горной Кахети (СВ Грузия) в свете геолого-минералогических исследований и изучения изотопного состава серы сульфидов. - В сб.: Материалы по полезным ископаемым Кавказа, Тбилиси, Ганатлеба, 1979.

Буадзе В.И., Кердзя Т.Э., Кавиладзе М.Ш. Последовательность оруденения и вариации изотопов серы на примере колчеданно-медно-пирротиново-полиметаллического пояса Горной Абхазии. - Геол. рудн. месторождений, 1978, №4.

Буадзе В.И., Иваницкий Т.В., Джанджгава М.И., Абашидзе Ж.И. Колчеданное месторождение Кизил-Дере (Дагестанская АССР) и некоторые вопросы его генезиса. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1972, №9.

Букия С.Г., Абамелик Е.М., Твалчредидзе Г.А. Рудные пояса Абхазии. - Тр. КИМС, сер.полезн.ископаемые, 1965, вып.У1 (8).

Габашвили Т.Н. Геологическое строение и условия формирования Техурского и Рихмелурского полиметаллических рудных полей (Грузия). - Автореф.канд.дис., 1965.

Гамкрелидзе И.П. Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. - Геотектоника, 1969, №4.

Гамкрелидзе П.Д. Новые данные по тектонике Квайсинского района. - Сообщ. АН ГССР, 1950, т.ХI, №2.

Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, сер.геол., 1957, т.Х(ХУ).

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Основные черты тектонического строения и развития Кавказа (на словацком языке). - *Geologické Práce, Správy 69, Geol.ústav D.Štura, Bratislava*, 1978.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Сравнительная геология Кавказа и Гималаев. Путеводитель экскурсии, Тбилиси, 1975.

Генезис стратиформных колчеданных месторождений.-М., Недра, 1981.

Гоишвили Б.А. К вопросу геологии Цанского рудного поля. - В сб.: Сванети, 2-й, материалы комплексного изучения (на груз.яз), Тбилиси, Мецниереба, 1979.

Груздев В.С., Мchedlishvili Н.М. и др. Твалчредидзеит - новый минерал из мышьяково-сурьмяно-ртутного месторождения Гоми (Кавказ). - ДАН СССР, 1975, т.225, №4.

Демидова Н.Г. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа. - В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т.7, М., Наука, 1964.

Жабин А.Г., Тамазашвили П.А., Астахов Г.Н. Новые данные о генезисе карбонатного клина Квайсинского месторождения. - Сообщ. АН ГССР, 1980, 100, №2.

Жабин А.Г., Тамазашвили П.А., Тодриа В.А., Гуниава В.Д., Андрейчев В.А., Астахов Г.Н. Новые данные о молодом возрасте полиметаллического оруденения Квайсинского рудного поля. - Сообщ. АН ГССР, 1982, 107, №2.

Жабин А.Г., Рябова Т.В. Гетерогенное медно-колчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане. - Геол. рудн. месторождений, 1974, №2.

- Жабин А.Г., Тодриа В.П., Самсонова Н.С., Тамазашвили Н.А. Барьерный риф в основе структуры Квайсинского свинцово-цинкового месторождения (Центральный Кавказ). - ДАН СССР, 1982, т.262, №2.
- Иваницкий Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. - Монографии, №12, Тбилиси, изд.-во АН ГССР, 1963.
- Иваницкий Т.В., Кахадзе Э.И., Джанджгава М.И., Абашидзе Ж.Н., Багратишвили Т.Д. Минералогия, геохимия и вопросы генезиса медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии. - Тбилиси, Мецниереба, 1976.
- Иваницкий Т.В., Джанджгава М.И., Абашидзе Ж.И. Элементы примеси пиритов Кизил-Дере как один из признаков их генетических особенностей. - Сообщ. АН ГССР, 1971, 63, №2.
- Иваницкий Т.В., Цинцадзе Г.В. Вуртцит в близповерхностных свинцово-цинковых рудах Грузии. - Сб. тр. геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси, 1959.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. - Тр. ин-та геол. и минер. АН ГССР, сер. геол., т. III (VIII), 1947.
- Кахадзе И.Р. Заметка о тектонике Квайсинского района. - Сообщ. АН ГССР, 1951, т. VII, №2.
- Кекелия С.А. Условия формирования ртутного оруденения Абхазии (на примере Ахейского месторождения). - Тр. КИМСа, 1964, вып. 5(7).
- Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. - М., Наука, 1973.
- Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Формационный анализ рудных месторождений, как основа научного прогнозирования. - В сб.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, Л., 1971.
- Курцикидзе А.А. Минеральная ассоциация и стадии рудоотложения Чорохского оловянно-мышьякового месторождения. - В сб.: Геологический сборник, №1, М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Мазанов Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. - Баку, изд.-во АН АзССР, 1969.
- Матвеев В.Г., Шаталов Е.Т. Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке. - Геол. рудн. месторождений, 1964, №2.
- Мачавариани О.Н. Структура Эрцойского ртутно-полиметаллического и Сохта-Абанойского мышьяковых рудных полей. - Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1974.
- Металлогенический очерк Кавказа (объяснительная записка-отчет по теме Ю.4 проблемы Ю СЭВ "Составление металлогенической карты и металлогеническое районирование Карпато-Балканской и Кавказской зон в масштабе 1:1.000000). - М., 1978.
- Надирадзе В.Р. Рудокласты Раро-Мугутского медно-пирротинового проявления в Юго-Осети. - Сб.: Вулканизм и литогенез. Тр. ГИН АН ГССР, вып. 73, 1981.
- Надирадзе В.Р., Алибегашвили Б.А., Тедиашвили Х.А. Условия формирования и закономерности размещения рудных месторождений Юго-Осети (Груз. ССР). - В кн.: Эндеогенные рудные формации Юго-Осети и Абхазии. Тр. ГИН АН ГССР, вып. 51, 1976.
- Надирадзе В.Р., Алибегашвили Б.А., Кахадзе Э.И., Отхмезури З.В. Условия формирования и закономерности распределения эндогенных рудных формаций Рачи и Сванети. - Тр. ГИН АН ГССР, 1973, вып. 37.
- Наумов В.Б., Иванова Г.Ф. Баротермометрическая характеристика условий образования вольфрамитовых месторождений. - Геохимия, 1971, №6.
- Образцова З.А. О термине стадия минерализации. - Вестник ЛГУ №24, сер. геол.-геогр., вып. 4, 1962.
- Овчинников Л.Н., Жабин А.Г. Геохимические условия рудоотложения в гетерогенных колчеданных месторождениях. - В сб.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1977.
- Отхмезури З.В. Морфологические типы рудных тел ртутных месторождений и рудопроявлений Абхазии. - В сб.: Проблемы геологии

Грузии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 59, 1978.

Отхмезури З.В. Эндеогенные рудные формации Абхазии. - В кн.: Эндеогенные рудные формации Юго-Осети и Абхазии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 51, 1976.

Отхмезури З.В. Дисульфидизация пирротинов в медно-пирротиновых рудах Грузии. - Сообщ. АН СССР, 1969, т. 54, №1.

Отхмезури З.В. Некоторые особенности строения Амтхельского рудного поля. - В кн.: Труды первой Закавказской конференции молодых научных сотрудников геологических институтов АН СССР, АрмССР и АзССР, Ереван, 1959.

Отхмезури З.В., Долидзе И.Д. Состав и свойства рудообразующих растворов сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений (на примере Грузии). - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, Наука, 1979.

Павленишвили Д.Д. О новых минералах Адагнейского медно-пирротинового проявления (Абхазия). - Сообщ. АН СССР, 1977, 88, №3.

Панцулая В.В. Систематика рудных формаций и металлогенических зон Грузии. - Автореф. доктор. дис., Тбилиси, 1976.

Петровская Н.В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. - Геол. рудн. месторожд., 1965, №1.

Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений. - В сб.: Рудные формации эндогенных месторождений, т. 2., М., Наука, 1976.

Прудзе М.П. Магматизм заазаганской Кахетии. - В сб.: Материалы по полезным ископаемым Кавказа, Тбилиси, Ганатлеба, 1979.

Рубинштейн М.М., Гогитшвили В.В., Гуниава В.Д., Насидзе Г.И., Хуцаидзе А.Л. Результаты определения абсолютного возраста некоторых рудных месторождений Грузии по продуктам околорудных изменений. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, №5.

Рудные формации Кавказа. Объяснительная записка к карте М-6а I.000000 и отчет по теме Ю.З проблемы Ю СЭВ "Характеристика типичных месторождений Карпато-Балканской и Кавказской зон", М., 1978.

Салия Д.Г., Квициани А.А. О новом ртутно-полиметаллическом проявлении в Верхней Сванети. - В кн.: Проблемы геологии и металлогении Кавказа, Тбилиси, 1976.

Салия Д.Г., Квициани А.А., Вяхирев Н.П. К минералогии жильных минералов ртутных месторождений Грузии. - В сб.: Проблемы геологии и металлогении Кавказа, Тбилиси, 1976.

Сахарова М.С. Минеральный состав и особенности рудообразования ферберит-антимонитовых месторождений Горной Рачи. - Геол. рудн. месторождений, 1959, №2.

Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. - ДАН СССР, 1967, 177, №1.

Твалчрелидзе А.Г. Генезис медно-пирротиновых руд Горной Абхазии, Тбилиси, 1978.

Твалчрелидзе А.Г. О соотношении регионального метаморфизма и медно-пирротинового оруденения в нижнеюрских сланцах Горной Абхазии. - Геол. рудн. месторождений, 1973, №5.

Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. - М., Недра, 1977.

Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира. - М., Недра, 1972.

Твалчрелидзе Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. - М., Недра, 1966.

Твалчрелидзе Г.А. Эндеогенная металлогения Грузии. - М., Госгеолтехиздат, 1961.

Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические эпохи Кавказа. - Сов. геология, 1956, сб. 59.

Твалчрелидзе Г.А., Джанелидзе Т.В. О рудоносности геосинклинального вулканизма Большого Кавказа. - В сб. Вулканизм и литогенез, Мецниереба, Тбилиси, 1981.

- Твалчредидзе Г.А., Панцулая В.В. Сравнительная характеристика геосинклинали и постгеосинклинали металлогении Кавказа. - Советская геология, 1973, №11.
- Твалчредидзе Т.А. Об условиях формирования месторождений Горной Рачи. - Сообщ. АН СССР, 1961, т. XXVII, №6.
- Твалчредидзе Т.А. О некоторых геохимических особенностях Чвешурского рудного узла. - Тр. КИМСа, III(5), 1961.
- Твалчредидзе Т.А. Типы сурьмяных руд Чвешурской группы месторождений. - В сб.: Геологический сборник, №1, М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Тедиашвили Х.А. Метасоматические породы Квайсинского рудного поля. - Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1979.
- Тедиашвили Х.А., Ахведиани Р.А. О находке флюорита на Квайсинском свинцово-цинковом месторождении (Грузинская ССР). - Сообщ. АН СССР, 1978, 91, №2.
- Тогонидзе Г.И. Рудные месторождения Горной Рачи. - Тр. ПНИ, 1957, №8(56).
- Федорчук В.П. Телетермальные месторождения. - В сб.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., Недра, 1969.
- Хаин В.Е., Афанасьев С.А., Бурлин Ю.К., Гофман Е.А., Ломизе-М.Г., Рихтер В.Г. Новые данные о геологии Северо-западного Кавказа. - Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ, т.2, Ставрополь, 1960.
- Хаин В.Е., Шейнман Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях. - Сов. геология, 1960, №11.
- Харашвили Г.И. Медно-пирротиновая рудная формация Главного хребта Большого Кавказа. - В сб.: Вопросы геологии Грузии, Тбилиси, к XXII сессии МГК, Мецниереба, 1964.
- Харашвили Г.И. Минералогия Заалазанского рудного поля (Сев. Кахетия Грузинской ССР). - Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1949.
- Церцвадзе З.Я. О содержании ртути в баритовых месторождениях Грузии и об одновозрастности ртутно-баритового оруденения. - Геохимия, 1965, №12.
- Церцвадзе З.Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных мышьяковых и сурьмяных месторождений (Геохимические исследования на примере Кавказа). - М., Недра, 1972.
- Чичинадзе К.М. Металлогения Горной Рачи и Сванети в связи с геологическим строением области. - М.-Л., изд-во АН СССР, 1945.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. - М., изд-во АН СССР, 1955.
- Шония Н.Ф. О возрасте баритового оруденения Западной Грузии. - Сб. тр. Геол. ин-та АН СССР, Тбилиси, 1959.
- Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. - М., Недра, 1980.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Тектоническое строение и металлогенические особенности Южного склона Большого Кавказа	5
Эндогенные месторождения руд цветных и редких металлов Южного склона Большого Кавказа	13
Медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления	13
Свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления	38
Мышьяковые месторождения	66
Редкометальные месторождения	76
Закономерности образования и размещения рудных формаций Южного склона Большого Кавказа	107
Заключение	110
Литература	112

ზურაბ ვასილის ძე ოთხმეზური

კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ენდოგენური მადნეული  
ფორმაციები

**Зураб Васильевич Отхмезури**

### ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Рецензенты: канд. геол.-мин. наук В. И. Буадзе  
канд. геол.-мин. наук В. И. Гелейшвили

ИБ 2368

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского  
совета Академии наук Грузинской ССР

Редактор издательства Г. П. Бокучава  
Техредактор Э. Б. Бокериа

Сдано в набор 8.XII.83; Подписано к печати 23.IX.1983; Формат  
бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>; Бумага офс.; Печ. л. 7,3; Уч.-изд. л. 7,2;

УЭ 00964;

Тираж 500;

Заказ 3725;

Цена 95 коп.