

**ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ  
ЮГО-ОСЕТИИ И АБХАЗИИ**

**«МЕЦНИЕРЕБА»  
1976**

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია  
გეოლოგიური ინსტიტუტი  
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 51

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
Труды, новая серия, вып. 51

**სამხრეთ ოსეთისა და აფხაზეთის ენდოგენური  
ბაზალტური ფორმაციები**

**ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ  
ЮГО-ОСЕТИИ И АБХАЗИИ**

გამომცემლობა „მეცნიერება“  
თბილისი  
1976

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНЕРЕБА»  
ТБИЛИСИ  
1976



55(47.922)

Э 644

В работе рассматриваются вопросы геологического строения (стратиграфия, тектоника, магматизм, история геологического развития) Юго-Осетии и Абхазии. Дана характеристика серноколчеданной, медно-пирротиновой, свинцово-цинковой, баритовой, железо-марганцевой и ртутно-мышьяковой рудных формаций. Все они, за исключением серноколчеданной формации, рассматриваются как стадийные образования единого довольно длительного этапа рудообразования. В пределах территории Юго-Осетии проведено металлогеническое районирование с выделением Эрцойско-Джеджорского и Дзагинско-Чорчанского рудных районов с рудными полями (Квайсинским, Чордским, Эрцойско-Сохтинским, Раро-Мугутским, Дзагинским, Чорчанским и Карзманско-Теделетским). Составлены металлогенические схемы на геотектонической основе, отображающие закономерности распределения оруденения с выделением прогнозных площадей для ведения дальнейших поисково-разведочных работ.

Редактор Г.М. Заридзе

Э 20803 15-76  
М 607 (03) -76

с Издательство  
"Мецниереба",  
1976

УДК 553 21 (479,225)

В.Р.НАДИРАДЗЕ, Б.А.АЛИБЕГАНШИВИЛИ,  
Х.А.ТЕДИАНШИВИЛИ

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО- ОСЕТИИ (ГРУЗИНСКАЯ ССР)

### В в е д е н и е

Территория Юго-Осетии изобилует эндогенными месторождениями и рудопоявлениями, привлекающими внимание исследователей еще с прошлого столетия.

В результате проведенных в советское время довольно обширных геолого-поисковых и разведочных работ выявлен ряд месторождений полиметаллов, барита, талька, которые осваиваются промышленностью.

По геологии Юго-Осетии и встречающихся отдельных месторождений накоплен большой фактический материал. Что же касается работ по условиям формирования и закономерности размещения эндогенных рудных формаций, отвечающих современным требованиям, то их просто нет. Поэтому отдел полезных ископаемых Геологического института АН ГССР в период 1969-1973 гг. по предварительно составленному тематическому плану провел исследования района.

Были изучены все месторождения и рудопоявления, в частности задокументированы наиболее важные горные выработки и скважины; осуществлены исследования окolorудных изменений пород; обработаны каменные и рудные материалы с целью изучения минералогии и стадийности рудообразования.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В геологическом строении Юго-Осетии принимают участие кристаллические породы Дзирульского выступа Грузинской глыбы, обнажающиеся в юго-западной части района, глинисто-песчанистые отложения лейаса и вулканогенные образования средней юры, развитые в бассейнах рр. Джеджоры, Квирилы и Пацы, верхнеюрские песчано-карбонатные отложения, спорадически встречающиеся в районе Квайсинского месторождения, меловые — преимущественно карбонатные отложения, развитые главным образом в Местиа-Тилетской зоне и палеоген-неогеновые образования, занимающие в основном низменные области Юго-Осетии.

### Стратиграфия

#### Лейас

Лейасовые отложения в исследованном районе обнажаются в основном в пределах Гагрско-Джавской зоны и Грузинской глыбы. В первой из них они представлены чередованием черных глинистых сланцев и слюдяных песчаников, среди которых встречаются линзообразные тела темно-серых мелкозернистых известняков. Они обнажаются в сводах Цедисско-Ахсарджинской и Чордско-Сохтинской антиклиналей. По данным П.Д. Гамкрелидзе (1956), О.И. Шириашвили (1965), Ш.А. Адамия (1968) и др. лейасовые образования Гагрско-Джавской зоны, по фауне аммонитов, относятся к верхнему лейасу. В пределах Грузинской глыбы лейасовые отложения фаунистически не датируются. И.С. Вашакидзе (1955), Г.П. Лобжанидзе (1965), О.И. Шириашвили (1971) и др. условно относят к ним песчано-глинисто-карбонатные образования Окрибско-Хреитской и Дзирульской зон, считая их синхронными с лейасовыми образованиями западной части Дзирульского выступа Грузинской глыбы.

#### Байос

В Гагрско-Джавской зоне байосские отложения, слагающие большую часть Часавальско-Рибисской кордильеры, обнажаются в ущелье р. Джеджора и на склоне хребта Кецеби, в районе кур. Джава, а также в пределах Хреитской зоны. Характеристика байосских отложений приведена в основном по работам А.И. Джанелидзе (1926), Г.С. Дзоценидзе (1948) и И.Р. Кахадзе (1947), П.Д. Гамкрелидзе, М.Н. Джапаридзе и др. (1958), П.Д. Гамкрелидзе, В.Р. Надирадзе и др. (1972). По данным этих авторов вы-

деляются снизу вверх 5 горизонтов:

I горизонт спилитов или авгит-альбитовых порфиритов непосредственно налегает на лейасовую глинисто-песчанистую свиту. В нижней части этого горизонта встречаются маломощные (2-3 м) прослойки и линзы туфобрекчий авгит-альбитовых порфиритов, а в верхней части — грубослоистые туфобрекчии спилитов с характерной шаровой отдельностью. В них местами наблюдаются маломощные (3-4 м) слои мелкозернистых туфопесчаников. Мощность горизонта 270-350 м.

II горизонт роговообманково-плагиоклазовых порфиритов объединяет две подсветы:

а) подсвету собственно роговообманково-плагиоклазовых, мандельштейновых порфиритов с характерной шаровой отдельностью; в верхней части содержится несколько пластов туфопесчаников. Мощность 200-250 м.

б) подсвета туфобрекчий, содержащую материал нижележащих горизонтов. В подсвете появляются редкие пласты плагиоклазовых порфиритов и пелитовых туфов. Эта подсвета сечется дайками альбитофиров и плагиоклазовых порфиритов. Мощность подсветы 600-650 м.

Породы второй подсветы развиты в районе с. Часавали, на северном склоне хребта Дагверула-Сырх-Леберта и в других местах.

III горизонт плагиоклазовых порфиритов. Он развит на северном склоне г. Сырх-Леберта, в районе между с. Часавали и участком Скатыком. Здесь мы наблюдаем чередование плагиоклазовых порфиритов с туфобрекчиями и пластами туфопесчаников. В туфобрекчиях, наряду с обломками плагиоклазовых порфиритов, часто попадаются обломки роговообманково-лабрадорных порфиритов. Горизонт сечется многочисленными дайками альбитофиров.

IV горизонт авгит-андезиновых порфиритов. Этот горизонт залегает стратиграфически выше горизонта плагиоклазовых порфиритов. Выходы авгит-андезиновых порфиритов, чередующихся с соответствующими пирокластолитами, наблюдается только на участке Верхняя Квайса. Мощность более 200 м.

V горизонт авгит-лабрадорных порфиритов. В этом горизонте лабрадорные порфириты слагают маломощные пласты (10-15 м) и переслаиваются с туфопесчаниками и доминирующими здесь туфами. В большом количестве встречаются туфогенные кластолиты — туфопесчаники, состоящие из первичного туфового и терригенного материала. Туфогенные песчаники приобретают важное значение в верхней части V горизонта; они характеризуются свежестью и состоят из угловатых обломков плагиоклаза, пироксена, порфиритов и основной массы. Терригенный материал

представлен зернами кварца и других минералов и играет подчиненную роль. Мощность нижней части горизонта, где преобладают авгит-лабрадоровые порфириды, составляет 80–100 м. Мощность верхней части 200 м. Суммарная мощность всей порфиритовой свиты примерно 2800 м.

На Грузинской глыбе байосские отложения аналогичны отложениям Часавальско-Рибисской кордильеры.

### Верхняя юра

По данным Т.А. Пайчадзе (1970), келловейские терригенные отложения, представленные глинистыми песчаниками и песчанистыми глинами, трансгрессивно, часто с заметным угловым несогласием залегают на различных горизонтах порфиритовой свиты байоса, а также на отложениях верхнелейасовой песчано-сланцевой свиты. В низах келловей всюду выделяются конгломераты, большей частью мелкогалечные, мощность их от 1 до 10 м. Мощность всего келловей – от 40 до 80 м. Много растительных остатков и сферических септариевых конкреций, содержащих остатки аммонитов и двустворчатых.

Келловейские отложения (15–20 м) постепенно переходят в карбонатные песчаники и песчанистые известняки, фаунистически датируемые нижним оксфордом. За ними непрерывно следуют слои карбонатных отложений, состоящие в основном из массивных коралловых известняков. По простиранию массивные известняки сменяются пририфовыми отложениями (до 90 м) – брекчиевидными и песчанистыми известняками, мергелями. На участке г. Диргина – с. Кемульты массивные известняки замещены разновозрастными красноцветными аркозово-граувакковыми гравелитами и песчаниками с линзами коралловых известняков. Возраст и граница этих отложений установлены Н.С. Бендукидзе (1961, 1962, 1964).

Кимериджские отложения согласно сменяют верхнеоксфордские, которые представлены в основном мергелями, мергелистыми тонкослоистыми известняками. Часто встречаются красно-бурые и зеленоватые мергели, глины, гравелиты и песчаники. В ряде разрезов северной части района в низах развиты массивные коралловые известняки. Мощность кимериджских отложений достигает 200 м.

Отложения титонского возраста, согласно переходящие в кимериджские слои, имеются лишь в синклиальной складке, называемой Рибисской. Они представлены мергелями, карбонатными песчаниками, тонкослоистыми известняками и толстослоистыми оолитовыми известняками. Мощность до 300 м.

Далее следует свита фишневых отложений верхней юры, в которой И.Д. Чечелашвили и др. (1972) выделяют:

1. Подсвету аргиллитов и песчаников келловей-оксфорда (80–100 м). Песчаники представлены тонкоплойчатыми (0,15–0,20 м) светло-серыми, среднезернистыми малокарбонатными разновидностями плагиоклазово-кварцевого состава, пачками (0,3–0,5 м) темно-серых сланцеватых аргиллитов.

2. Подсвету темных мергелей и аргиллитов (200–250 м) с прослоями обломочных известняков (кассарская свита лузитана), в которой мергели представлены темно-серыми толстослоистыми (0,7–2 м) сланцеватыми породами, аргиллиты – толстыми (до 2–2,5 м), часто алевритистыми карбонатными пачками, а известняки – рассланцованными песчанистыми, иногда органогенно-обломочными разновидностями.

3. Подсвета кластических известняков (свита думацхо, кимеридж; 200–220 м), представленная темно-серыми толстослоистыми (0,6–1,5 м) обломочными оолитовыми и песчанистыми разновидностями, изредка чередующимися с сланцеватыми мергелями и аргиллитами.

4. Подсвета толстослоистых темных известняков (нижняя известняковая свита титона; 300–350 м), представленная преимущественно глинистыми разновидностями, часто содержащими конкреции пирита.

### Мел

Меловые отложения в исследованном районе распространены довольно широко. Полный их разрез наблюдается в Часавальско-Рибисской кордильере и начинается валанжинскими образованиями, непосредственно налегающими на верхнеюрские известняки и представленными серыми слоистыми литографскими известняками. Мощность до 25 м. За ними согласно следуют готерив-барремские темно-серые слоистые плотные известняки с кремнистыми конкрециями и изредка с внутрислоистыми брекчиями верхнеюрских известняков. Мощность пачки 20–30 м.

Апт представлен зеленовато-серыми мергелистыми известняками и мергелями, включающими обломки лузитанских массивных известняков (до 10 м).

Пестроцветная свита альб-сеномана (до 10 м) сложена разноцветными сланцеватыми глинистыми мергелями, карбонатными глинами, окремненными пестроцветными известняками и известковыми туфогенными песчаниками.

Свиту согласно продолжают красные и розовые известняки с кремниевыми конкрециями турона. Мощность до 10 м.

Верхняя часть пестроцветной свиты представлена чередованием роловато-красных и белых тонко- и среднеслоистых известняков и желтовато-зеленоватых тонко- и среднеслоистых литографских известняков. Общая мощность свиты 60-80 м.

Разрез верхнего мела завершают породы датского яруса, представленные темно-серыми известняками, песчанистыми известняками и мергелями. Мощность 10-30 м.

По данным М.С. Эристави (1952), А.Л. Цагарели (1954), И.Д. Чечелашвили, Э.В. Варсимашвили и др. (1972), нижнемеловые отложения состоят из карбонатной, переходной и терригенной свит, в которых выделяются несколько подсвит.

**Карбонатная свита.** Подсвита черных мергелей представлена почти черными толстыми (0,5-0,7 м) сланцеватыми пачками, редко чередующимися с толстослоистыми (0,4-0,5 м) глинистыми и песчанистыми известняками. Мощность 250-300 м. Подсвита серых известняков и мергелей (верхнеизвестняковая свита - верхний валанжин), состоящая в основном из среднеслоистых (0,3-0,4 м) серых глинистых и песчанистых известняков и толстых (0,7-1,0 м), реже тонких (0,15-0,20 м) пачек рассланцованных серых мергелей с редкими прослоями карбонатных песчаников и аргиллитов. Мощность 100-200 м.

**Переходная свита.** (готерив) представлена чередованием карбонатных песчаников и аргиллитов с прослоями известняков мергелей. Мощность 100-200 м.

**Терригенная свита.** Подсвита аргиллитов и плагиоклазово-кварцевых песчаников, где аргиллиты представлены в виде сланцеватых темно-серых карбонатных или слабо карбонатных толстых (0,8-3,0 м) пачек, а песчаники тонкослоистыми серыми (0,05-0,2 м) плагиоклазово-кварцевыми, часто карбонатными, редко слюдястыми разновидностями. Мощность 180-250 м. Подсвита толстослоистых аркозово-кварцевых песчаников с редкими прослоями аргиллитов; песчаники представлены темно-серыми толстослоистыми (1,8-2 м) аркозово-кварцевыми разновидностями, а аргиллиты - темно-серыми тонкими (0,01-0,1 м) пачками. Мощность 100-120 м. Подсвита аргиллитов и тонкослоистых аркозово-кварцевых песчаников, где аргиллиты представлены черными сланцеватыми толстыми (до 3 м) пачками, а песчаники темно-серыми тонкослоистыми, в основном аркозово-кварцевыми разновидностями. Мощность 120-150 м. Подсвита аргиллитов и слюдястых плагиоклазово-кварцевых карбонатных песчаников; аргиллиты представлены темно-серыми, зеленоватыми или пестроцветными пачками (до 7 м) пачками, а песчаники - серыми тонкослоистыми (0,1-0,2 м) слюдястыми плагиоклазово-кварцевыми карбонатными разновидностями. В верхних горизонтах подсвиты встре-

чаются тонкие прослои карбонатных пород - песчанистых известняков и мергелей, а также вулканогены - туфы, андезит-рогово-обманковых порфиритов. Мощность 400-450 м. Возраст этой подсвиты по стратиграфическому положению и микрофауне определяется как апт-альбский. В верхах альба почти повсеместно наблюдаются вулканогены, достигающие иногда мощности 100 м.

В верхнемеловых отложениях флиша выделены следующие свиты и горизонты:

Горизонт полимиктовых песчаников (свита укугмрти - сеноман), представленный в основном кластолитами (песчаниками и гравелитами в чередовании с алевролитами, гравелитами, мелкообломочными брекчиями, брекчия-конгломератами, иногда с прослоями вулканогенов).

Ананурский горизонт (верхний сеноман-турон), представленный в основном чередованием более или менее кремненных и карбонатизированных аргиллитов и алевролитов, образующих полосчатую толщу (мощность горизонта 1,5-60 м).

Горизонт красных известняков (свита маргалитис-кдде-турон) представлен красными исключительно тонкозернистыми фораминиферовыми, аподетритовыми, иногда глинистыми и песчанистыми известняками, песчаниками, гравелитами, редко вулканогенами (мощность от 3 до 30 м).

Горизонт светлых известняков (свита эшмакис-хеви - коньяк-сантон) представлен тонкозернистыми органогенными биморфно детритусовыми, шламовыми известняками (мощность от 30 до 160 м).

Свита джорчи (кампан) представлена в основном песчанистыми, глинистыми, кластическими и в меньшем количестве органогенными известняками и чередующимися с ними тонкими прослоями пелитолитов и мергелей (мощностью до 25 м).

Орбитоидная свита (маастрихт) представлена гравелитами, брекчия-конгломератами, а местами глыбовыми брекчиями с прослоями песчанистых, кластических и органогенных известняков (мощность 40 м).

## Эоцен

По данным Ф.Д. Майсадзе (1970), эоценовые отложения района представлены двумя свитами: нормально-осадочными (10-160 м) и глыбовыми брекчиями (50-250 м).

Первая развита в основном в центральной части района - в окрестностях сс. Цедиси, Цхмери, Фасраго, Кемульты и в гребневой части хребта Валь-хох, где она с конгломератами в основании перекрывает верхнемеловые и более древние отложения.



Свита представлена главным образом песчаниками и известняками. В ее составе преобладают (около 80–70%) хорошо сцементированные средне- и крупнозернистые, слоистые, иногда рассланцованные песчаники со значительным содержанием карбонатного материала, выступающего в роли цемента. Известняки играют подчиненную роль и представлены песчанистыми и пелитоморфными разновидностями, с преобладанием первых.

Свита глыбовых брекчий в исследованном районе, как правило, развита севернее нормально-осадочных образований вдоль надвига флишевых отложений. Большая ее часть переотложенная, остальная часть вулканогенно-осадочного происхождения.

В глыбовых брекчиях встречаются разной величины обломки и глыбы верхнеюрских рифовых известняков, вулканогенных пород байоса, меловых известняков, флишевых отложений и среднеэоценовых нормально-осадочных пород (мергелей, глинистых сланцев), развитых в северной части распространения среднего эоцена, перекрытой ныне надвинутым на нее флишем.

Переотложенная часть глыбовых брекчий в основном сложена верхнеюрскими рифовыми известняками и породами байосской порфиритовой свиты. Глыбы известняков обычно больших размеров, иногда достигают нескольких тысяч кубических метров. Переотложенный материал меловых известняков и флишевых образований играет подчиненную роль. В сравнительно большом количестве они встречаются в западной части района (по р. Гомрула), обладая при этом довольно большими размерами (до 15 м в длину). Среди глыбовых брекчий местами присутствуют отдельные прослои мергелей и глинистых сланцев.

Около села Верхняя Кемультя обнажаются флишеидные отложения мощностью до 10–12 м, представленные олигомиктовыми песчаниками и мергелями. Песчаники в основном карбонатные и более уплотненные диагенезированные, чем песчаники ранее описанной нормально-осадочной свиты. Мергели сильно рассланцованы. К западу и востоку от флишеидных отложений обнажаются глыбовые брекции, обнаруживающие разную степень окатанности.

Вулканогены в глыбовых брекчиях представлены вулканитами (эффузивами) и их кластолитами, с резким преобладанием вторых. Они обычно развиты вдоль линии надвига флишевых отложений.

Вулканокластолиты представлены агломератовыми туфами и туффитами, а эффузивы – авгит-лабрадоровыми и авгит-биотитовыми порфиритами и оливковыми базальтами. Эффузивы обнаружены лишь в двух местах около с. Замтарети и в ущелье правого притока р. Джелжора, близ с. Лесора. В первом случае обнажаются лавовые брекции авгит-лабрадоровых и авгит-биотитовых порфиритов. Здесь в лавах в виде включений присутствуют

обломки верхнеюрских рифовых известняков. В другом случае наблюдается покров оливкового базальта (5–8 м), постепенно переходящий кверху в лавовую брекцию.

## Олигоцен

Олигоценовые и более молодые отложения наблюдаются лишь на Грузинской глыбе. Здесь развиты все характерные для района осадки. Самые молодые желтовато-серые, толстослоистые песчаники, мергели и ярозитовые глины майкопской свиты (олигоцен-нижний миоцен). Они хорошо фиксируются в районах сс. Мугути, Паро и Котанго. Мощность 10 м.

Тарханский горизонт (до 35 м) представлен карбонатными песчаниками, карбонатными и песчанистыми глинами.

Чокракский горизонт (до 100 м) сложен песчаниками, темно-серыми глинами и конгломератами с преобладанием известково-песчанистых глин.

Караганский горизонт (до 50 м) представлен карбонатными песчаниками, мелкозернистыми песчаниками, глинистыми песчаниками и песчанистыми глинами.

Конкский горизонт сложен глинистыми песчаниками, мергелистыми глинами и мелкогалечными конгломератами, а также известковыми песчаниками с прослоями мергелей и известняков.

Сарматские отложения, согласно продолжающие конкские, представлены песчано-глинистыми отложениями, иногда мергелистыми (нижний сармат; мощность до 1,5 м), тонкослоистыми песчаниками, песчанистыми глинами и микроконгломератами (средний сармат; мощность до 200–220 м), конгломератами с прослоями и линзами грубозернистых песчаников, голубоватыми песчанистыми глинами мощностью до 50–60 м (нацхорская свита – верхний сармат).

Верхнесарматские отложения (до 700 м) постепенно переходят в душетскую свиту (плиоцен), сложенную разнообразно отсортированными конгломератами с прослоями различно окаменелых глин и грубозернистых песчаников.

## Магматические образования

Интрузивные и жильные породы района могут быть объединены в две группы: одну – представленную гранитоидами, гипабиссальными гранодиоритами (жильные кварцевые и бескварцевые альбитофиры) и другую – спилитовыми и жильными диабзовыми порфиритами и диабазами.

Небольшое штокообразное тело гранодиоритов было описа-

по сотрудниками КИМСа Т.И. Габашвили, Г.Р. Чхартушвили, В.В. Надирадзе, А.М. Хабаловым в 1984 году у северного подножья г. Хихата. Залегая в порфиритах свиты байоса оно вытянуто вдоль Хихатинского разлома в субширотном направлении, на 1,2 км при ширине 0,4–0,8 км. Определение аргонового возраста аплита из гранодиорита г. Хихата (Рубинштейн и др., 1971) дало цифру  $48 \pm 3$  млн. лет.

Кварцевые и бескварцевые альбитофиры в районе пользуются сравнительно широким развитием. Они образуют жилы (дайки) мощностью от долей метров до 30–40 метров, приуроченные в большинстве случаев к разрывным нарушениям субширотного, реже меридионального простирания (Скатыком–Варахкомский, Хихатский и др. разломы). Максимальное количество их наблюдается в узлах осложнения продольных складок поперечными (район месторождения Скатыком) или разрывными нарушениями (район месторождения Хардисар).

Кварцевые альбитофиры описаны А.А. Флоренским и Г.П. Барсановым (1936) из бассейна р. Лопанисцкали, выше с. Гвиргвили, образующие ряд даек в порфиритовой серии.

На геологическом разрезе Цона–Сырх–Леберта (рис. 1), заимствованном у Г.С. Дзоценидзе (1948), крутопадающая дайка альбитофира сечет изоклинально сжатые складки, поставленные на голову.

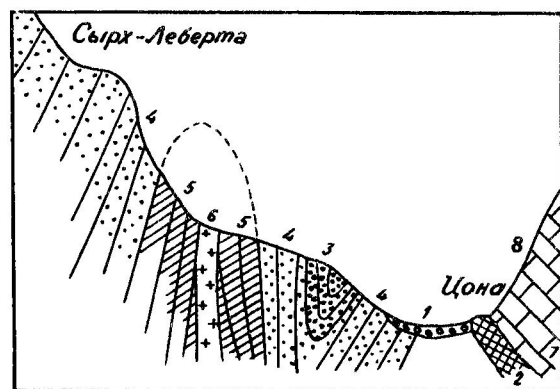


Рис. 1. Геологический разрез Цона–Сырх–Леберта (по Г.С. Дзоценидзе).

1 – аллювий, 2 – роговообманковые порфириды, 3 – туфобрекчии авгито-лабрадоровых порфиридов, 4 – свита плагиоклазовых порфиридов, 5 – спилитовые лавовые брекчии, 6 – дайка альбитофира, 7 – глины коллодея, 8 – известняки лужайки.

В районе месторождения Хардисар зафиксированы два сравнительно крупных штокообразных тела альбитофира, секущих порфиритовую свиту байоса. Они приурочены к месту сопряжения Жардана-хох Эрцоиской антиклинали с Валь-хохской и Ири-Варахкомской синклиналими. Оба тела имеют изометричные формы и вытянуты в субширотном направлении на 1,0–1,5 км, при ширине 0,5–0,8 км. Границы их неровные, извилистые, со значительным количеством апофиз в виде мелких, протяженностью до 10 м крутопадающих жил, секущих эффузивную свиту.

Две маломощные (3–5 м) дайки альбитофира встречены по р. Натенура, в 2 км на юго-запад от Квайсинского месторождения и у с. Цона. Породы макроскопически плотные, светло-серые, иногда с фиолетовым или розоватым оттенком, с фенокристаллами плагиоклаза альбит-олигоклазового ряда. Структура порфиритовая, основная масса андезитовая, содержащая мелкие зерна кварца, реже листочки хлорита, кристаллики альбита. В целом порода свежая, иногда проявляется кальцитизация.

Валь-хохское тело кварцевого альбитофира Г.С. Дзоценидзе рассматривает как покров. В настоящее время установлено, что оно является секущим. Порода светло-серая с вкрапленниками кварца и альбита. В шлифе аморфный базис не наблюдается, структура микрогранитовая.

По Г.С. Дзоценидзе, кварцпорфиры и альбитофиры, образующие дайки в среднеюрских порфиридах, по химическому составу подобны кварцпорфирам из нижнелейасовых образований. Он их относит к дацитам, липарито-дацитам и трахидацитам с вторичной альбитизацией плагиоклаза и считает их жильной фазией батских гранитоидов. Однако приуроченность даек и штокообразных тел других пород к региональным разрывным нарушениям, секущим под острым углом складчатые структуры батского возраста, позволяет нам согласиться с мнением Г.А. Твалчрелидзе о их принадлежности к постскладчатым образованиям киммерийского цикла, охватывающего верхнюю юру и нижний мел.

Диабазы флишевых толщ Главного хребта Большого Кавказа по химико-минералогическому составу вполне аналогичны диабазам вулканогенной толщи, а от соответствующих порфиридов отличаются лишь структурно. Среди диабазов отчетливо выделяются два основных типа: альбитовый (спилитовый) и лабрадоровый, представляющие силовую фацию среднеюрских эффузивов; спилитовые диабазы соответствуют спилитовым порфиридам и вместе с ними являются ранними образованиями, а лабрадоровые диабазы и лабрадоровые порфириды – более поздними. Часто наблюдаемая уралитизация лабрадоровых (иногда и спилитовых) диабазов связана с их дайковой формой залегания и, по-видимому, вызвана влиянием постмагматических растворов, связанных с молодыми инт-







рибисскую и Рибисскую.

Опская антиклиналь расположена в западной части района. Складка опрокинута на юг. В строении ее принимают участие сланцы лейаса и вулканогенный байоса.

Следующая Цедисско-Ахсарджинская антиклиналь сложена теми же породами и частично верхнеюрскими рифогенными отложениями. Особенность складки - ее кручение в западной части (Сирх-Леберта и Велуанта), опрокинутой на север, а в восточной части - на юг.

В ядре Чордско-Сохтинской антиклинали, более сложного строения, обнажаются глинисто-песчанистые отложения лейаса, а на крыльях - вулканогенные образования байоса и частично трансгрессивно перекрывающие их верхнеюрские образования. В восточной части антиклиналь опрокинута на юг, а в западной части - на север. По левобережью р. Кошельта-дон антиклиналь осложнена многочисленными разрывами в северном крыле, а в районе с. Раро перекрывается Уцерско-Павлеурским шарьяжем флиша Местийско-Тианетской зоны.

Сханарско-Надарбазевская синклиниорий - это совокупность нескольких синклиналей, которые в допалеогеновое время были едины, а затем в результате весьма сложных тектонических движений были разобщены. Синклиналь сложена массивными рифогенными известняками, меловыми карбонатными и эоценовыми отложениями.

Рибисская синклиналь сложена верхнеюрскими известняками, песчаниками, мергелями и эоценовыми известняками. Южное крыло синклинали осложнено многочисленными пликативными и дизъюнктивными нарушениями регионального характера. В восточном направлении синклиналь перекрыта Уцерско-Павлеурским шарьяжем; к западу - несколько приподнята.

Обе синклинали в результате сложных тектонических движений приобрели как бы мозаичное строение.

По П.Д. Гамкрелидзе, "после средней юры этот район и скрытая в настоящее время под шарьяжем большая часть Гагрско-Джавской зоны представляли периодически выступающую кордильеру, где наряду со складчатыми движениями были широко развиты и разрывные нарушения". Нарушения зафиксированы на южном склоне водораздела Укивлета-Клдебодзали.

Особенно интересно Часавальское нарушение, проходящее по левому склону р. Джеджора. Северное его крыло сложено вулканогенными образованиями байоса и непосредственно налегающими на них молассовыми известняками, а южное крыло - только верхнеюрскими массивными известняками. Причем, северное крыло нарушения по положению байоса приподнято, а положе-

ние мела и верхней юры - опущено. Это можно объяснить тем, что возникший до мела взброс с приподнятым северным крылом после мелового времени претерпел оживление, но уже с переменным знаком - по той же линии приподнимается южное крыло и, таким образом, получается взбросо-сбросовое нарушение. Видимо, перед мелом в северном приподнятом крыле первоначального сброса верхнеюрские известняки на этом участке успели полностью размыться. Вертикальная амплитуда взброса составляет около 400 м, а сброса по верхнемеловым известнякам - около 150 м.

Для металлогении района важнейшими являются Квайсинские разломы (южный и северный), которые детально будут описаны ниже.

Севернее Квайсинского месторождения вблизи с.Надарбази фиксируется продольный разлом с приподнятым южным крылом и с амплитудой вертикального перемещения до 400 м. Здесь же фиксирован и микрошарьяж-верхнеюрские известняки по волнистой поверхности залегают над отложениями эоцена.

В районе хребта Валь-хох до Эрцойской котловины установлен продольный взброс (Валь-хохский) доэоценового возраста, где сложенные байосскими отложениями северное крыло приподнято на несколько сотен метров.

На северном склоне Дагверула-Сирх-Леберта (у сс. Чорди и Псори) установлены нарушения взбросо-надвигового характера с перемещением масс с юга на север. Здесь байос и лейас лежат на отложениях эоцена и олигоцена.

Большое количество продольных нарушений устанавливается в восточной части Рибисской синклинали. Остается впечатление будто они являются восточным продолжением вышеописанных взбросов, однако по движению блоков они совершенно противоположного характера.

Между описанными выше разноориентированными перемещениями в пространстве помещается Квайсинская полоса с поперечными разломами Валь-хоха и Надарбаз. Эти разломы фиксируются и в западной части района, где с одной стороны наблюдается стык верхнеюрских известняков с байосом, а с другой стороны - лейаса того же крыла с байосом. Эти нарушения испытывают оживление в до- и послеверхнеюрские периоды.

Вблизи с. Засеткиау можно наблюдать, как благодаря поперечному сбросу грубообломочные отложения верхнего эоцена восточного крыла соприкасаются с верхнеюрскими, меловыми и эоценовыми отложениями западного крыла. Вертикальная амплитуда сброса превышает 500 м.

Разрывные нарушения субширотного простирания с крутым

совершенным падением наблюдаются в байосской порфиритовой свите в районе Дзагинского и Тодолетского рудопроявлений.

В Гагрско-Джавской зоне выделяются: 1) ранне- и среднеюрский этаж; 2) позднеюрский-раннепалеогеновый этаж, подразделяющийся на позднеюрский, меловой и раннепалеогеновый подэтажи; 3) позднеэоцен-олигоценый этаж.

Между Грузинской глыбой и Гагрско-Джавской зоной расположена полоса шириной до 4 км и глубиной в несколько км. Она заполнена в основном неогеновыми и частично олигоцеными и нижнемиоценовыми молассовыми осадками. Редко обнажаются и осадки гипсоносных известняков тарханского горизонта. Средний миоцен представлен маломощными отложениями чокрака и мощными (до 500 м) конгломератами верхнего сармата. Суммарная мощность третичных отложений 800 м. Эта полоса представляет собой синклиналь с крутыми, слегка опрокинутыми на юг крыльями. В восточном направлении она продолжается по линии надвига Уцуро-Павлеурского шарьяжа и тянется под шарьяжем и далее на восток. В западном направлении зона выходит за пределы района исследования и непосредственно увязывается с Шкмерской синклиналью.

#### История геологического развития

По П.Д. Гамквелидзе, в Юго-Осетии, в альпийском орогенном цикле в лейасе устанавливается преобладание нисходящих движений, поэтому вся территория находилась под водой, причем большая, северная часть представляла геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа, где (включая и Окрибско-Хреитскую зону) отлагались осадки, давшие впоследствии аспидную формацию со слабым проявлением инициального вулканизма. Южная часть располагалась в области Закавказской плиты (Грузинской глыбы) с маломощной известковистой формацией (красные известняки), сопровождавшейся кислым вулканизмом (нижние туффиты).

В конце лейаса проявляется фаза складчатости (донецкая), вызвавшая в области Грузинской глыбы несогласное залегание байоса на ранней юре, а в пределах геосинклиналей – регрессию моря – обмеление.

В начале байосского века происходят нисходящие движения геосинклиналей, сопровождающиеся подводными излияниями, с накоплением вулканогенных образований порфиритовой формации громадной мощности. Она развита на большей части территории Юго-Осетии, включая Хреитскую зону и широкую полосу, перекрытую шарьяжем флиша. В батскую эпоху проявляется складчатость,

начавшаяся в Окрибско-Хреитской зоне еще в конце байоса и вызвавшая в области Грузинской глыбы и в Окрибско-Хреитской зоне региональную регрессию моря, а в области геосинклинали Южного склона – заложение, по крайней мере, двух глубинных разломов флишевого бассейна с появлением кордильер Гагрско-Джавской зоны, сформировавшейся как самостоятельная в средней юре. В батскую фазу формировалась Рачинско-Осетинская шовная зона, и с этого времени в смежных зонах устанавливаются различные геотектонические режимы – Южная Окрибско-Хреитская зона выходит из области геосинклинального погружения, теряя присущую ей до этого лабильность.

В начале верхней юры вновь восстанавливаются нисходящие движения и все приподнятые районы полностью или частично покрываются водой; в северной части геосинклинальной области наступает новая флишевая стадия развития с накоплением мощных образований флиша верхней юры и мела, а на юге – в пределах Гагрско-Джавской зоны с геосинклинальным режимом, накапливаются в основном рифогенные коралловые известняки, а флишевые осадки появляются значительно позднее – в апте. Окрибско-Хреитская зона и часть Грузинской глыбы в это время находились под лагунным морем с гипсоносными отложениями пестроцветной свиты.

В конце верхней юры – в кимеридже проявляются новые тектонические движения – андийская фаза складчатости, наиболее интенсивная в Гагрско-Джавской и Окрибско-Хреитской зонах. Часавальско-Рибисская кордильера одновременно с общим поднятием и слабой складчатостью претерпела раздробление и здесь зародилось большинство нарушений Квайсинского рудного поля. Андийская фаза относительно слабо проявилась в Местийско-Тианетской зоне, где возникли отдельные кордильеры и увеличились существующие области размыва (регрессия моря), вследствие чего флишевые осадки верхней юры сменяются известняковыми брекчиитами (свита думацхо).

В нижнем мелу – в валанжинскую эпоху, наступает новый период опускания, сопровождающийся трансгрессией моря, хорошо выраженной в Часавальско-Рибисской кордильере, Окрибско-Хреитской зоне и Дзирульском массиве. В флишевой зоне в это время продолжается общее погружение и накопление мощных, в начале карбонатных, а затем терригенных флишевых отложений, продолжающееся до проявления австрийской (предсеноманской) фазы складчатости. В альбскую эпоху наблюдается здесь слабое проявление вулканизма с накоплением туфогенных пород. Продолжающееся в позднем готериве-барреме и позднее замещение карбонатного флиша терригенным указывает на расширение суши, питавшей

флишевый бассейн с овами из области Главного хребта Большого Кавказа.

Перед сеноманом происходят относительно слабо тектонические движения, сопровождающиеся регрессивными осадками — прослоями грубо-зернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов, особенно хорошо развитых в бассейне р. Меджуда.

В сеномане начинается новое опускание и трансгрессия моря, в результате которой во флишевом бассейне образовалась угумартская свита с мощными в основании крупногалечными конгломератами и глыбами рифовых известняков, туфобрекчий, гранитоидов — продуктов размыва пород Гагрско-Джавской зоны, где в это время отлагались кварц-аркозовые песчаники.

Незначительные тектонические движения, вызвавшие во флишевом бассейне трансгрессивное залегание в туронских отложениях, наблюдаются и перед туроном.

Более чувствительны премастрихтские складчатые движения — субгерцинская фаза, устанавливаемая в Жинвальско-Гомборской подзоне, где трансгрессивный маастрихт сложен грубо-обломочным материалом — весьма крупными глыбами верхнеюрских известняков, туфобрекчиями байоса и породами кристаллического субстрата Гагрско-Джавской зоны.

До палеогена в целом происходило общее опускание и миграция оси максимального погружения с севера в сторону южной части Местийско-Тианетской зоны, где происходит накопление карбонатных отложений.

Северная часть Местийско-Тианетской зоны к моменту наступления палеоцена уже была превращена в сушу движениями ларамийской орофазы, одной из главных фаз на территории Грузии.

С наступлением палеоцена совпадают нисходящие движения в региональном масштабе — трансгрессия палеоцена; в флишевом бассейне продолжается миграция геосинклинального трога на юг и в сторону Жинвальско-Гомборской подзоны, четко оформляющегося, как самостоятельный в течение палеогена, остальные части территории Юго-Осетии покрываются неглубоким, но открытым трансгрессивным морем, захватывающим пенеппенизированную сушу (в некоторых районах трансгрессия наступает значительно позже — в среднем эоцене). Часто в основании палеоценовых отложений залегают мощные конгломераты с переотложенными глыбами мезозойских пород, перекрывающие разные отложения мола, а в южных районах развиты маломощные карбонатные песчаники, мергели, нуммулитовые известняки.

В конце среднего эоцена появляются тектонические движения Триалетской фазы, особенно интенсивные, как отмечалось,

в Жинвальско-Гомборской подзоне, претерпевшей интенсивную дислокацию, фиксирующие старшие складки и разломы (глубинные), особенно Уцарско-Павлеурского шарьяжа. Эта фаза обуславливает разобщение Жинвальско-Гомборской подзоны от Шовско-Пасанаурской.

В это время территория подзоны и восточные части смежной Часавальско-Рибисской кордильеры интенсивно размывались, приобретая очень сложный, сильно расчлененный скалистый рельеф, особенно в местах развития верхнеюрских флишевых известняков, не успевших пенеппенизироваться в течение первой половины верхнего эоцена, на что указывает прибрежно-ингрессивный характер верхнеэоценовых грубообломочных осадков — "дикого флиша", обязанного своим происхождением обвальным оползневым явлениям, связанным с верхнеэоценовой трансгрессией — ингрессией моря (гранитоидные глыбы "дикого флиша", по П.Д. Гамкредидзе, сносились с островов верхнеэоценового бассейна, а не с Дзирульского массива). Южная часть Гагрско-Джавской зоны и смежные части Грузинской глыбы в это время были покрыты нормальными осадками.

Перед олигоценом, благодаря пиринейской фазе складчатости, вызвавшей развитие ранее существовавших складок и возобновление большинства нарушений, происходит регрессия моря с наступлением орогенетической стадии развития геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. Эта инверсия более четко проявляется в олигоцене, когда начали формироваться краевые прогибы, представляющие собой арену накопления мощных молассовых отложений.

Олигоценовые нисходящие движения почти полностью охватывают всю Грузинскую глыбу, частично Жинвальско-Гомборскую подзону и Гагрско-Джавскую зону; развивается и Рачинско-Осетинская шовная зона.

В нижнем миоцене, в связи с штирийской орофазой происходит общая регрессия моря (длительная до тарханского века включительно), быстро сменяющаяся новой чокракской трансгрессией.

Общее интенсивное воздымание Главного хребта Большого Кавказа осуществляется в верхнем миоцене и связано с аттической фазой одновременным углублением краевых прогибов, постепенно преобразующихся в межгорные прогибы, в результате слияния которых (Большекавказского и Триалетского) Грузинская глыба формируется в межгорную впадину. Воздымание сопровождалось интенсивной складчатостью, размыванием и образованием миоценовой (верхней) грубой молассы, заполнившей и Рачинско-Осетинскую шовную зону.





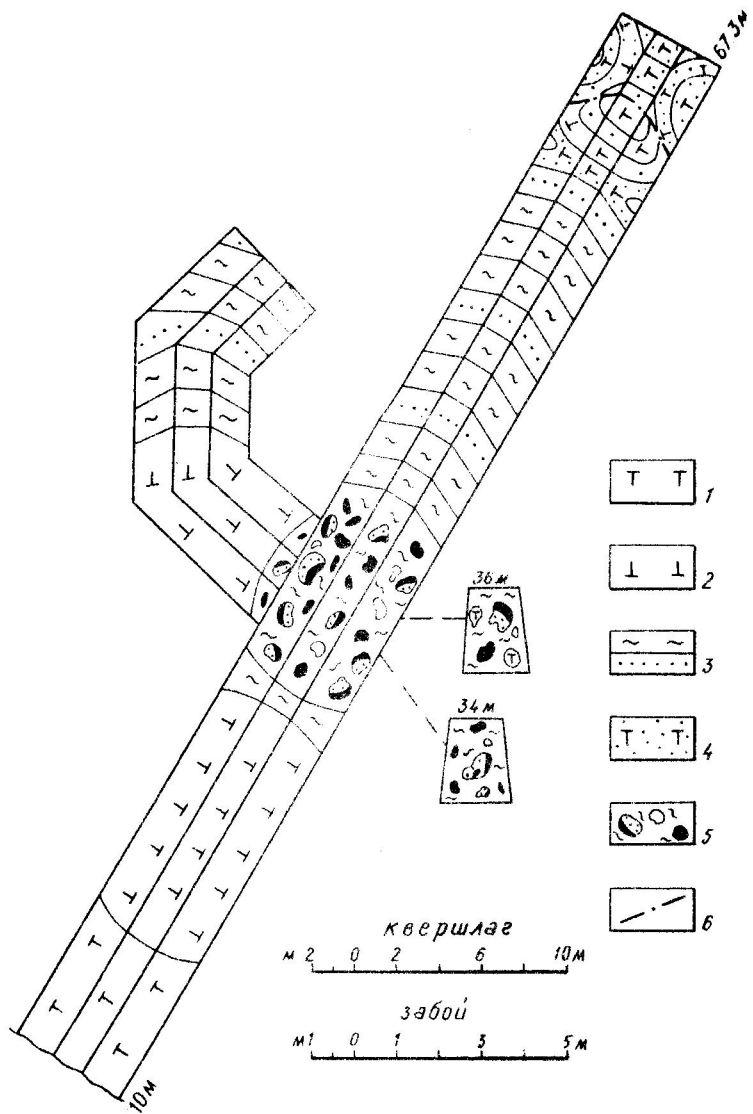


Рис. 4. Развертка квершлага № 1 (по И.Н. Ситковскому).

1 - туфобрекчия, 2 - туфокогломераты, 3 - глинистые сланцы с прослоями песчаников, 4 - туфопесчаники рассланцованные, 5 - глыбы туфопесчаников с рудой, 6 - тектонические трещины.

до настоящего времени остается дискуссионным. Рудопроявление, представленное пирит-пирротиновой субформацией, приурочено к сводовой части антиклинальной складки субширотного простирания, сложенной байосскими вулканогенами и глинисто-сланцево-песчанистыми отложениями лейаса. Северное крыло этой складки в районе рудопроявления Фаро перекрыто флишевым надвигом, который к востоку от него перекрывает миоценовую грабен-синклиналь шовной зоны, а порфирировая выступает лишь в виде узких вытянутых вдоль нее окон, образуя клинообразный блок, зажатый между флишевым надвигом с севера и шовной зоной с юга. Породы порфирировой свиты сильно перемяты и разбиты многочисленными крутопадающими трещинами преимущественно субширотного простирания. Рудоносная зона вытянута вдоль надвига на протяжении 300-400 метров при ширине 100-200 метров. Оруденение представлено главным образом катаклазитами, сложенными глыбами округлой или угловатой формы массивной медно-пирротиновой руды пирит-пирротин-халькопиритового состава. Реже встречаются относительно мелкие катаклазиты существенно халькопирит-сфалеритового состава. Наблюдаются глыбы слабо оруденелых порфиритов, известковых песчаников и песчаниково-глинистых сланцев. На их поверхности видны разно направленные системы борозд скольжения, обычно залеченных кальцитом, пропитанным окислами меди и железа.

Размер рудных тел колеблется в широких пределах, достигая в диаметре 1-1,5 м и более; в одном случае глыба прослеживалась штольной почти на 10 м (рис. 4). Они приурочены к разрывным нарушениям, распределяясь беспорядочно в темной глинистой массе, в которой отмечаются мелкие гнездообразные скопления брекчированной полиметаллической руды. Мелкие рудные брекчии, по сообщению В.И. Чанишвили, наблюдаются в туфобрекчиях средней юры близ с. Котанто.

О происхождении катаклазитов существуют две точки зрения: И.Н. Ситковский считает, что они образовались путем избирательного метасоматического замещения глыб известняков и известковых песчаников, заключенных в среднеюрских туфогенных породах, а И.Р. Кахадзе и К.Л. Габуния считают, что обломки оторвались от залегающего на глубине рудного тела, перекрытого и вывлоченного надвигом в верхние горизонты.

Кроме описанных катаклазитов во вмещающих породах наблюдаются тонкие (мощностью от долей см до 3-4 см) прожилки оолитового сфалерита, галенита, халькопирита, реже мельниковит-пирита, кальцита, а также примазки гидроокислов железа и окислов меди, обычно приуроченных к трещинам отдельности или напластований. 90% всех рудных катаклазитов локализованы в

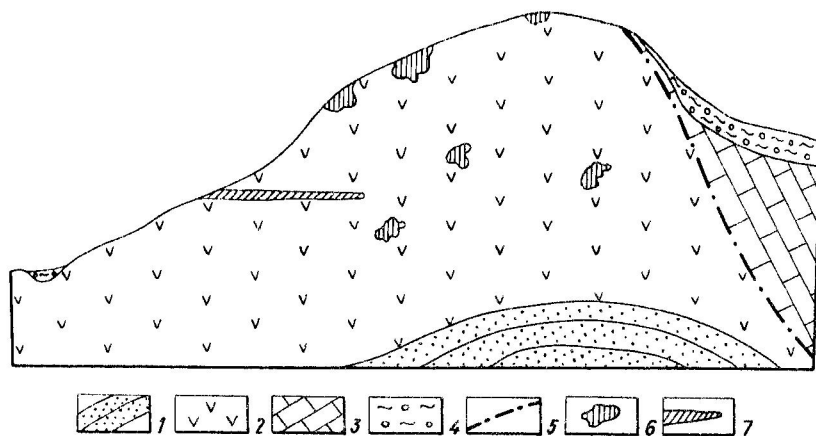


Рис. 5. Рудопоявление Мугута, схематический разрез.

- 1 - глинистые сланцы, лейас, 2 - туфобрекчии, байос, 3 - известняки - мел, 4 - дельювий, 5 - линия надвига, 6 - рудные глыбы - "катаклазиты", 7 - сульфидизированная зона.

туфогенных породах байоса, не обнаруживающих гидротермально-го изменения в контакте рудных тел (Хабалов, 1968).

Медно-пирротиновое оруденение с. Мугута приурочено к той же надвиговой зоне и во многом напоминает рудопоявление Раро. Здесь рудные блоки катаклазитов, размером до 1 куб. м и более, спорадически разбросаны в грубообломочных туфобрекчиях средней юры (рис. 5), оставляя впечатление взорванных вулканом из залегающего на глубине месторождения совместно с глыбово-обломочным материалом вулканогенных пород, что требует дальнейшего изучения.

Проведение структурно-поисковых скважин по 2-3 поперечным профилям Раро-Мугутской рудной зоны, возможно, внесет ясность в вопрос ее генезиса и перспективности.

Спектральным анализом в мономинеральных фракциях медно-пирротиновой формации установлены: никель (следы), кобальт (0,0п-0,п%), медь (0,0п-0п%), свинец (0п-1%), цинк (0п-1%), серебро (0,00п%), висмут (0,00п-0п%), кадмий (0п%), олово (следы), галлий (следы). В рудовмещающих гидротермально измененных породах установлены никель - 0,000п%, кобальт - 0,00п-0,000п%, галлий - 0,000п%, мышьяк - 0,0п-0,00п%: медь - 0п-

0,00п%, цинк - 0,0п-0,00п%, свинец - 0,00п-0,000п%.

С целью определения соотношений изотопов серы в пирроте, пирротине и галените месторождений Раро и Квайса, были проведены масс-спектрометрические исследования мономинеральных фракций (табл. 1).

Для изученной серы характерен разброс изотопных отношений; по сравнению с эталонным образцом она обогащена тяжелыми изотопами. Исключение составляет сера галенита: тут отмечается облегчение изотопного состава серы, хотя и близкого к эталону. Из-за малого количества определений делать какие-либо генетические заключения по соотношению изотопов серы не представляется возможным.

Таблица 1

№ образца	Минерал	S <sup>34</sup> %	S <sup>32</sup> /S <sup>34</sup> %
88	Пирротин	0,052	22,208
92	Пирротин	0,488	22,112
98	Пирротин	0,346	22,143
91	Пирит	0,433	22,124
99	Пирит	0,335	22,146
192	Галенит	0,013	22,223

Рудопоявление Валь-хох залегает в вулканогенных байосах, перекрытых песчано-глинистыми и карбонатными отложениями верхней юры и кварцево-сланцевыми песчаниками эоцена, слагающими Валь-хохскую синклираль, севернее которой фиксируется Жардана-хох-Эрдойская антиклиналь. Рудопоявление приурочено к крутому (60-70°) близширотному Вальхохскому сбросу с падением на ЮЗ 200-210°. Полоса разлома сложена интенсивно рассланцованными аргиллитизировано-хлоритизованными образованиями, протягивающимися с перерывами почти на 5-6 км.

Скважинами пересечены две тектонические зоны с вкрапленными и прожилково-вкрапленными свинцово-цинковыми оруденениями. Видимая мощность первой 1,7 м с содержанием свинца - 0,55% и цинка - 5,9%.

В верхних горизонтах штольни 43 (рис. 6) вскрыта зона рудообразования с редкими разобщенными линзочками мощностью 10 см, массивной свинцово-цинковой рудой и довольно крупными (протяженностью 0,5-12,0 м и мощностью 0,2-2,0 м) колчеданскими телами с редкой вкрапленностью барита, галенита, сфалерита.

Для изучения зоны ниже штольни 43 задана скважина 203, в которой в интервале 234,0 - 258,0 м пробурена зона разлома,

представленная расщепленными аргиллитизированно-хлоритизированными породами с массивной пиритовой рудой.

Описание других рудопроявлений данной формации, их идентичности и незначительных размеров, не приводится.

#### Свинцово-цинковая низкотемпературная формация

Оруденения свинцово-цинковой формации являются ведущими для изученного района. К нему относится промышленное месторождение Квайса и ряд мелких рудопроявлений (Эрцо, Хихата).

Месторождение Квайса. Район месторождения сложен песчано-глинистыми отложениями лейаса, авгит-плагноклазовыми порфиритами и их пирокластолитами, спилитами и плагноклазовыми порфиритами байоса, рифовыми известняками верхней юры, слоистыми известняками мела, органогенно-детритовыми известняками и известковистыми аркозовыми песчаниками палеогена (рис. 7). Все эти отложения линейно вытянуты вдоль Цедиси-Ахсарджишской антиклинали, шарнир которой на участке месторождения полого, под углом 15–20°, погружается в северо-восточном направлении. Рудоконтролирующие структуры на месторождении ограничиваются Северным и Южным разломами, между которыми П.Д. Гамкрелидзе (1950) выделяет тектонический клин; подошва его максимально погружена в центральной части.

По данным И.Р. Кахадзе (1951), из упомянутых двух разломов, ограничивающих тектонический клин, главный – южный с амплитудой перемещения порядка двух сотен метров. Движение по южному разлому взбросового характера. Клин, зажатый между двумя разломами, следует рассматривать как оторванную часть северного крыла, относительное перемещение которого было меньшим. Он сложен образованиями байоса, юры, мела и палеогена. Южный разлом падает на север под углом 80–90°, а Северный на юг под углом 70–80°.

По М.Н. Джаларидзе (1962), вдоль Квайсинских разломов устанавливаются взбросо-сдвиговые перемещения разной амплитуды. Блок пород, расположенный к югу от Южного разлома, перемещен, примерно, на 580 м, причем взбросовая составляющая равна 500 м, а сдвиговая – 290 м (на запад). Что касается блока пород, прилегающего с севера к северному нарушению, то он перемещен на 470 м при вертикальной амплитуде 400 м (Гамкрелидзе, 1950) и горизонтальной составляющей (на запад) 230 м (Харашвили, Джаларидзе и др., 1963). Выделены три участка: Нижняя Квайса на западе, Верхняя Квайса в центральной части и Надарбазови на востоке.

Оруденение локализуется как в Северном, так и в Южном

разломах и в порфиритах вулканогенно-осадочной свиты байоса, а также в известняках верхней юры.

Рудные тела, развитые в байосе, выработаны или трудно доступны для осмотра.

Как отмечает Т.В. Иванецкий (1963), главное рудное тело Квайсинского месторождения представляет собой сложную жилу, к которой с северной стороны примыкает безрудная гидротермальная измененная зона, четко ограниченная от жилы тектоническими плоскостями (рис. 8). В некоторых случаях оно сменяется рядом параллельных рудных прожилок; иногда наблюдается выклинивание руды до безрудного проводника. Во многих местах южная призальбандовая часть рудного тела представлена брекчированной полосой, сменяющейся к югу вкрапленной убогой рудой.

На контакте с массивными известняками рудное тело часто сменяется безрудной зоной, тогда как разлом без перерыва прослеживается в массивных известняках, а гипсометрически выше – в слоистых известняках.

Безрудная зона, сопутствующая жиле, представлена сильно расщепленными и расщепленными хлоритизированными, карбонатизированными и серицитизированными породами, а в удале-

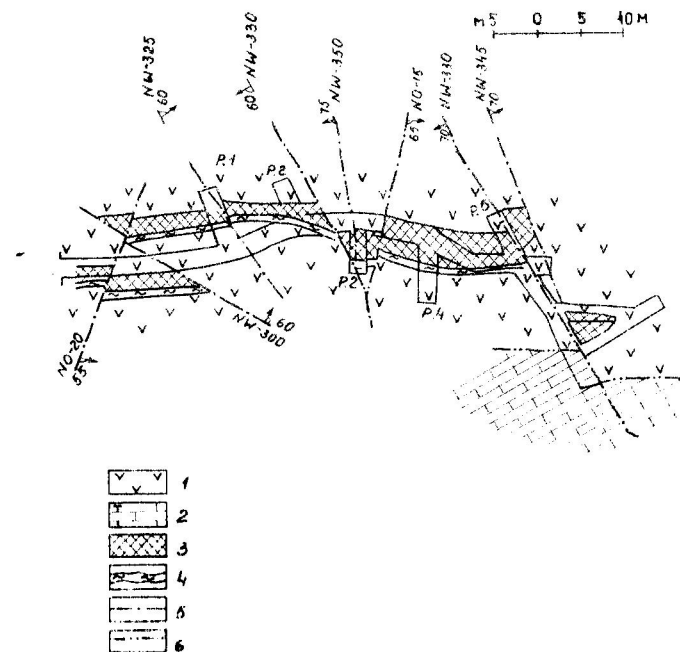


Рис. 8. Погоризонтный план штольни № 12 (по Т.В. Иванецкому).

1 – породы порфиритовой свиты, 2 – лутские известняки, 3 – рудные тела, 4 – расщепленные измененные порфириты, глина, 5 – пострудные нарушения, 6 – линия южного разлома.

ний от жилы — постепенно сменяется попарными породами байоса.

Четкая разграниченность оруденения на безрудную и рудную зоны, раздробленность прожилок кальцита, наличие в южном зале-банде полосы брекчированной руды, многочисленные продольные тектонические плоскости с размазанной рудой, указывают на сильные движения, имевшие место в процессе минерализации и пострудную стадию.

В распределении оруденения наблюдается локализация богатой руды в плотных породах байоса, что, видимо, объясняется различными физическими свойствами последних. Оруденелые известняки в основном развиты на Надарбазевском участке (штольня "Капитальная"), где происходит сближение Северного и Южного разломов. Нами задокументированы квершлагги и рассечки, проходящие внутри основного рудного столба и составлен погоризонтный план (рис. 9) с характерными разрезами (рис. 10, 11).

Разрез по квершлаггу штольни "Капитальная" начинается вблизи Северного разлома; породы представлены сильно измененными окварцованными цеолитизированными туфобрекчиями. Затем следует тектоническая зона мощностью до 1 м. С юга к ней примыкают сильно песчаные органогенно-детритовые известняки и известковистые аркозовые песчаники с плохо сохранившейся микрофауной.

Далее на юг развиты известняки, в которых в шлифе фиксируется сероватая пелитоморфная масса с обилием микрофораминифер. Порой фораминиферами сложена вся масса породы, карбонат образует лишь цемент. Скорлупы расположены ориентированно, камеры которых выполнены опалом. Определение фораминифер в шлифах произведено в Государственном музее Грузии Т.М. Кутателадзе, по мнению которой описанные породы принадлежат к палеоцен-нижнему эоцену. К аналогичному выводу пришли и М.Ф. Хучуа; она отмечает, что литологический тип описанных пород характерен для палеоцен-эоценовых осадков Грузии. В описанных известняках встречаются вкрапленники пирита и прожилки барита. Южнее — породы аналогичного характера, но отличаются возрастом размера вкрапленников пирита и гумификаций. Далее следуют верхнеюрские известняки.

В квершлаггах № 11 и 15 фиксируется синклиналиная складка, которая погружается на СВ  $80^\circ$ ,  $\angle 25^\circ$ . В квершлаггах под палеоцен-нижним эоценом наблюдается базальная формация, трансгрессивно залегающая на верхнеюрских известняках. Она представлена обломками известняков, по всей вероятности, меловыми.

Рудный столб прослежен на глубину 90 м мощностью в несколько м. Простирание субширотное. Склонение восточное крутое. Содержание цинка и свинца повышено. Западнее рудного столба в известняках, вдоль Южного Квайсинского

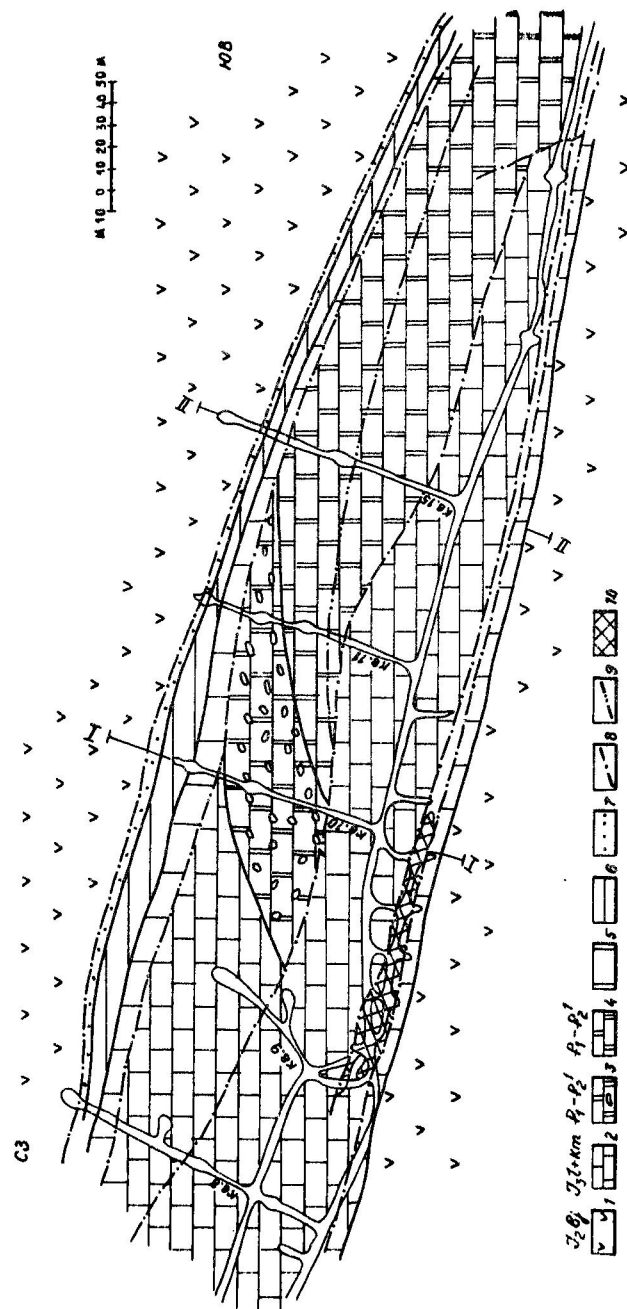


Рис. 9. Погоризонтный план штольни "Капитальная" между квершлаггами 8 и 15.

- 1 — массивные известняки, 3 — брекчия-конгломераты (базальная формация), 4 — известняки и известковые песчаники, 5 — зона хлоритизации и карбонатизации, 6 — зона карбонатизации, альбитизации и гидрослюдизации, 7 — зона пропилитизации, 8 — разрывы, 9 — ось синклинали, 10 — свинцово-цинковое рудное тело.



Рис. 10. Разрез 1-1. 1 - диабаз - порфириты, 2 - массивные известняки, 3 - слоистые известняки, 4 - известковые песчаники. 5 - зона хлоритизации и карбонизации, 6 - зона карбонатизации, альбитизации и пропилитизации, 7 - зона пропилитизации, 8 - свинцово-цинковое рудное тело, 9 - разрывы.

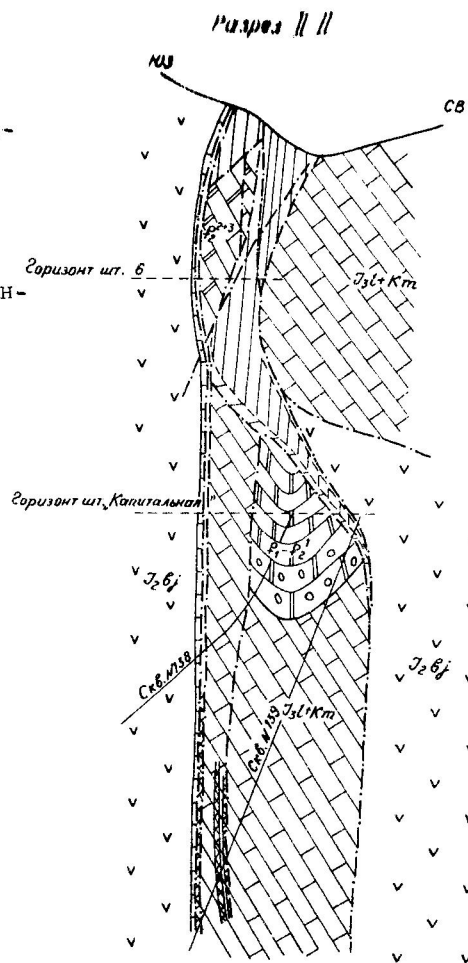
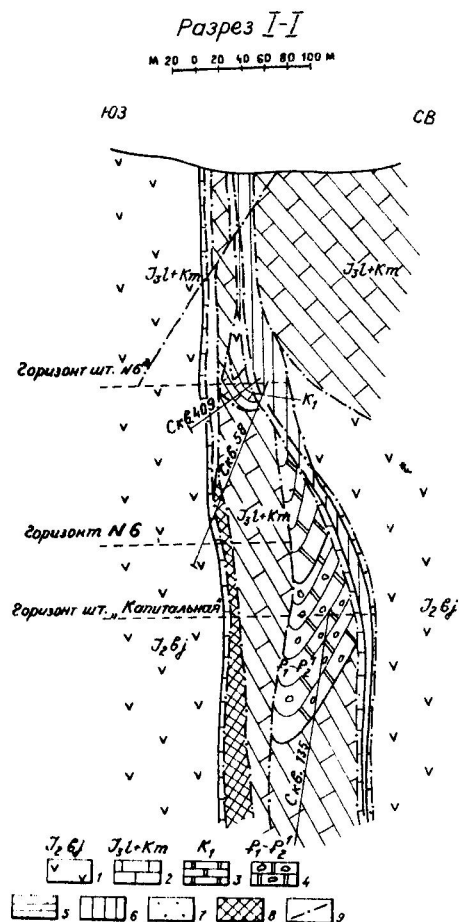


Рис. 11. Разрез II-II. Условные знаки см. на рис. 10.

разлома, наблюдается невыдержанная рудоносная субширотная зона, представленная гидротермально намоченными известняками с линзами, гнездами и жилами с богатой свинцово-цинковой рудой. Характерно, что раздробленные участки сплошного сфалерита заполнены пиритом, галенитом и сфалеритом поздней генерации. Мощность линз 0,6-4 м. Содержание свинца и цинка повышено.

По структурным условиям формирования в пределах рудного поля можно выделить три типа рудных столбов (Джапаридзе, 1965).

1. Рудные жилы и зоны в внутрипластовых трещинах отрывки в порфиритовой свите байоса.

2. Метасоматические залежи - линзы, гнезда, приуроченные к внутриформационным системам трещин в рифовых известняках.

3. Рудные "будины" в зонах смятия и развалыцевания вдоль контактов рудовмещающих пород в пределах Южного Квайсинского разлома (рис. 12).

Положение рудных столбов первой группы определяется интервалами приоткрывания трещин в местах изгибов при сдвиговых перемещениях их стенок. Такие рудные столбы характерны для Верхней и Нижней Квайсы. Для последней типичны также обогащенные рудные участки второго типа, приуроченные к местам разветвления трещин. Рудные столбы третьей группы встречаются на участке Надарбазеви; они приурочены к местам раскрытых ранних трещин или межпластовых контактов, в участках сочленения их с относительно крупными смещениями.

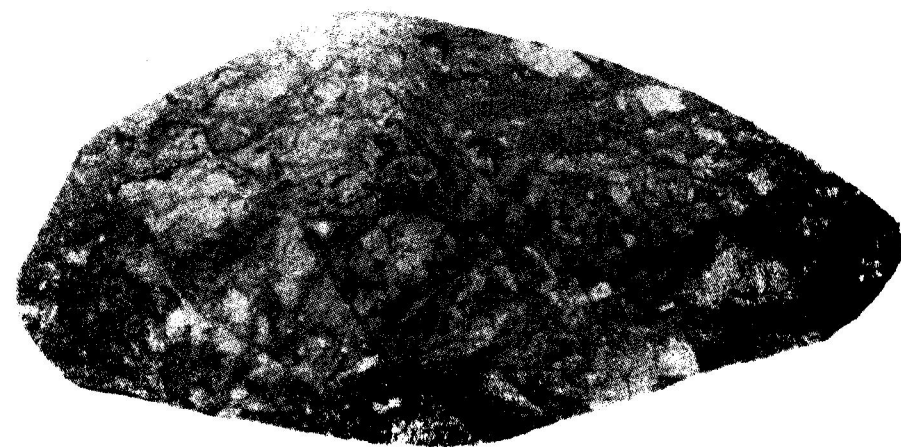


Рис. 12. Линзовидный рудный тектонит. Сплошной сфалерит по раздробленным участкам заполнен пиритом, галенитом, сфалеритом поздней генерации. Штуф 1/2 натур. величины.

С целью детальной характеристики **околорудноименных** пород составлены геологические разрезы **вкрест** приотрава рудной зоны по квершлагам 10 и 8. Были изучены также разрезы по скважинам. Ниже приводится описание нескольких характерных разрезов.

Разрез 1 – штольня "Капитальная", рассечка около квершлага 10 с юга на север. Этот разрез вскрывает порфиритовую свиту байоса, Южный разлом, оруденелую зону и массивные известняки верхней юры (рис. 13).

В порфиритовой свите байоса по минеральным парагенезисам выделяются следующие зоны (нулевая, неизменная зона не наблюдается):

1. Зона хлоритизации представлена в основном хлоритизированным порфиритом, в состав которого входят плагиоклаз, пироксен, местами амфибол, основная масса – хлоритизированное стекло с микролитами плагиоклаза, магнетит, сфен, иногда присутствует кальцит.

Плагиоклаз серицитизирован, хлоритизирован, карбонатизирован. Сохранены редкие свежие его реликты. Пироксен также частично хлоритизирован и незначительно карбонатизирован.

Кроме упомянутых минералов попадаются единичные зерна кварца, цеолита, пирита. Мощность зоны ~1,5 м.

2. Зона гидрослюдизации представлена в основном гидрослюдой. Плагиоклаз местами сохранен. Происходит почти полное замещение пироксена и амфибола гидрослюдой (в основном минералами глауконитовой группы – сколлитом и селадонитом, определенные В.Д. Гуниава и Г.В. Гигиадзе (1969), и хлоритом. Основная масса полностью замещена гидрослюдой и хлоритом. Развивается также пирит. В виде жилок и отдельных скоплений присутствуют цеолит (десмин), кальцит и пренит.

Минеральный состав: плагиоклаз, амфибол, хлорит, гидрослюда, эпидот, кварц, лимонит, цеолит, пирит, сфен, лейкоксен. Мощность 3,5 м.

3. Зона монтмориллонитизации представлена в основном полностью замещенным монтмориллонитом, а также минералами глауконитовой группы, образованными вследствие замещения плагиоклаза и цветных минералов.

Минеральный состав: монтмориллонит, хлорит, кварц, кальцит, каолинит, пирит. Мощность 0,6 м.

4. Зона адуляризации – карбонатизации характеризуется полным замещением первичных минералов адуляром, карбонатом, монтмориллонитом, а также лейкоксом.

Минеральная ассоциация: адуляр, монтмориллонит, карбонат, пирит, галенит, лейкоксен. Мощность 1 м.

На рисунке 14 приводятся результаты рентгеновских термических анализов этих зон, в таблице 2 – минеральный состав об-

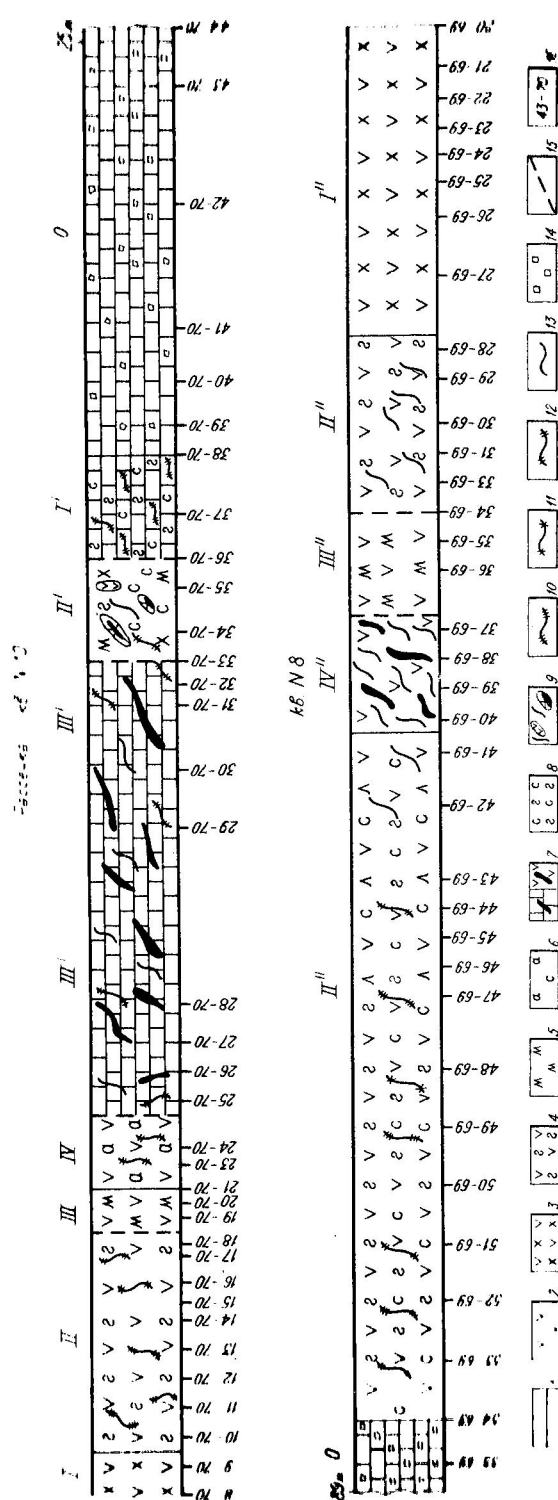


Рис. 13. Разрез по рассечке у квершлагов 8 и 10.

1 – известняки верхней юры, 2 – порфиритовая свита байоса, 3 – зона хлоритизации, 4 – зона гидрослюдизации, 5 – зона монтмориллонитизации, 6 – зона адуляризации и карбонатизации, 7 – зона сульфидной минерализации, 8 – зона гидрослюдизации и карбонатизации, 9 – зона разлома с обломками порфирита и оруденелого известняка, 10 – прожилки цеолита, 11 – прожилки пренита, 12 – прожилки кальцита, 13 – жилки кварца, 14 – метакристаллы кварца, 15 – линия разлома, 16 – место взятия образцов (первая цифра – номер образца, вторая – год).

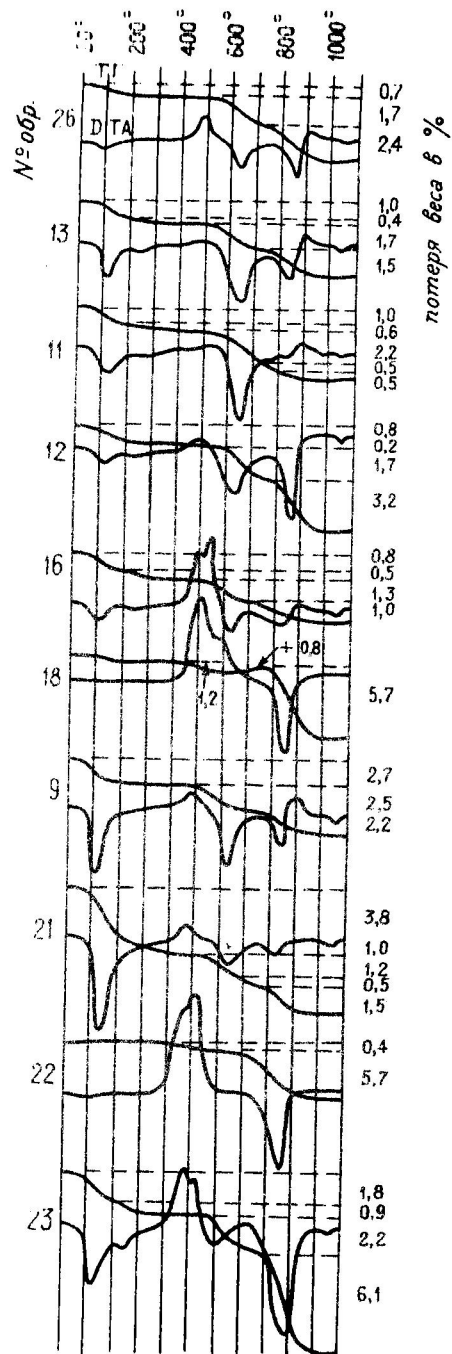


Рис. 14. Результаты рентгеновских и термических анализов пород из измененных зон.

разцов, определенный по кривым ДТА, ИТ и ТГ.

К северу от описанных зон наблюдаются верхнеюрские измененные известняки, переходящие в свежие известняки. В них можно выделить следующие зоны изменения:

0 - Зона свежих верхнеюрских известняков представлена органогенными безрудными известняками с многочисленными взаимопересекающимися прожилками крупно- и среднекристаллического кальцита с метакристаллами. Местами в этой зоне наблюдаются гнезда и участки оглиненных, каолинизированных и гидрослюдизированных пород. Минеральный состав: карбонат, кварц. Мощность 60 м.

I<sup>1</sup> - Зона карбонатизации и гидрослюдизации представлена сильно перекристаллизованным кальцитом, многочисленными мелкими прожилками лимонита и других рудных минералов. Встречаются также прожилки сколита с мелкими зернами рудных минералов. Эта зона имеет полосчатую текстуру.

Минеральный состав образцов из Квайсинского месторождения, определенный по кривым ДТА ИТ и ТГ (вес. %)

Таблица 2

№ образца	Магнезиально-железистый хлор	Гидрослюда	Монтмориллонит	Кальцит	Актинолит	Сульфиды	Цеолит (дес-мин)	Эпидот
26	17	-	-	4	2-3	+	-	
13	13	10	-	1	2-3	+	2	
11	15	10	-	1	1-2	+	1	2-3
12	12	7-8	-	7	2-3	+	1-2	
16	10	7-8	-	2	2-3	++	2	
18	-	-	-	12	-	+++	-	
9	15	-	12	4	2-3	+	-	
21	10	-	20	2	2-3	+	-	
22	10	-	-	8	-	+++	-	
23	-	-	10	14	2-3	++	4	

Примечание: + - возможен везувиан.

Для фракций 0,001 мм, выделенных из образцов 9 и 11, был выполнен рентгеновский анализ. На дифрактограммах зарегистрированы серии базаль-

нах отражений хлорита ( $d_{001} 14,24\text{Å}$ ), в обр. 11 кроме того установлена гидрослюда (отражение  $10\text{Å}$  и  $3,33\text{Å}$ ). Обработка образцов глище-рином не изменила дифракционную картину обр. 11, а на дифрактограмме обр. 9 были зарегистрированы дополнительные отражения  $15,7\text{Å}$  и  $8\text{Å}$ , принадлежащие, вероятно, смешанному минералу типа хлорит-монтмориллонит<sup>х</sup>).

Минеральный состав: карбонат (кальцит), сколит, рудный минерал. Мощность 2 м.

II<sup>1</sup> - Зона разлома представлена измененными оглинившимися породами. В глинистой массе разлома, представленной в основном каолинитом, сколитом, лимонитом, имеются обломки развальцованных, сильно перекристаллизованных оруденелых известняков и хлоритизированных и карбонатизированных вулканогенных пород. Мощность 1,5 м.

III<sup>1</sup> - Зона сульфидной минерализации продолжается до южного разлома и представлена галенит-сфалеритовой, почти сплошной рудой, сопровождающейся прожилками кальцита, выделениями халцедона и метакристаллами кварца. Участками видны также мелкие зерна сколита и налеты лимонита. Мощность 6 м.

Разрез II - штольня "Капитальная", квершлаг № 8 с севера на юг. Вдоль квершлага обнажаются порфиритовая свита байоса, северный разлом и органогенные известняки верхней юры (рис. 13).

I<sup>1</sup> - Зона хлоритизации. Породы в этой зоне подверглись в основном хлоритизации, серицитизации и пелитизации. Цветные минералы - пироксен и амфибол - частично замещены хлоритом. Встречаются также зерна рудных минералов. Участками появляются карбонат, цеолит, сфен, местами замещенный лейкоксеном.

II<sup>1</sup> - Зона гидрослюдизации характеризуется следующим минеральным составом: плагиоклаз, гидрослюда, серицит, карбонат, хлорит, пирит, сфен, лейкоксен. Происходит полное исчезновение цветных минералов. Плагиоклаз местами замещен гидрослюдой и серицитом. Имеются также карбонатизированные участки.

III<sup>1</sup> - Зона монтмориллонитизации и лимонитизации представлена сильно оглиненными пелитизированными и монтмориллонитизированными массами. Первичная структура полностью стерта. Минеральный состав: монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, лимонит. Мощность  $\sim 2$  м.

IV<sup>1</sup> - Зона сульфидной минерализации. Здесь происходит

почти полное замещение первичных минералов. Сульфиды, в основном, свинца и цинка сопровождаются халцедоном и кальцитом. Мощность  $\sim 2$  м. За этой зоной следуют вышеописанные зоны лимонитизации, гидрослюдизации и карбонатизации.

II<sup>2</sup> - Зона гидрослюдизации и карбонатизации характеризуется зеленоватым цветом и сланцевато-перетертой текстурой. Минеральный состав: гидрослюда, хлорит, карбонат, халцедон, сколит, встречающиеся в виде прожилков с кокардовыми выделениями, а также в виде налетов. Местами наблюдаются замещения только сколитом. Мощность  $\sim 10$  м.

Описанные зоны изменения в байосских порфиритах характерны для гидрослюдизации. Определенная вертикальная зональность в распределении гидротермалитов на месторождении не замечается.

В рудовмещающих массивных известняках верхней юры, а также в пределах рудных тел, были установлены метакристаллы кварца, указывающие на широкое развитие метасоматических процессов. С целью изучения поведения главных порообразующих компонентов, слагающих метасоматические зоны, были проведены химические анализы слабоизмененных, заметно и интенсивно измененных пород. Результаты (в весовых процентах) пересчитывались по методу Н.И. Наконника (1958), а для сравнения - по методу Г.Ф. Барта (1955). Полученные данные сведены в таблицы 3, 4 и 5, а результаты пересчета приведены на рисунках 15, 16, 17. Устанавливается, что окolorудные метасоматиты на изученном месторождении характеризуются гидротермальной гидрослюдизацией, характерной для низкотемпературных месторождений. Они получили особенно широкое развитие в основном в пределах квайсинских разломов.

Для характеристики физико-механических свойств рудовмещающих пород Квайсинского месторождения были отобраны пробы. Результаты экспериментов приведены в таблице 6.

Рудопроявление Эрцо, приуроченное к раздробленным мергелям и известнякам лузитана, представлено субпараллельными телами, состоящими из густой вкрапленности полиметаллов. Основное рудное тело прослежено по простиранию на 1 км и по падению на 140 м, мощность 1-16 м (средняя мощность 2,65 м). Оно меридионального простирания с падением на восток под углом 40-60°. Оруденение с обоих зальбандов ограничено тектоническими плоскостями с тектонической и гидротермальной глинистой.

На горизонте шт. № 30 рудное тело смещается разрывом, падающим на ЮВ 165-170°,  $\angle 70^\circ$  с амплитудой 11 м. Среднее содержание свинца 2,88%, цинка - 3,02%. Второе тело не имеет выхода на дневную поверхность. Оно зафиксировано на горизонте штольни 30 между разрывами, падающими на СЗ 310°,  $\angle 65^\circ$

<sup>х</sup>) Термические исследования выполнены Б.К. Касатовым, рентгеновские - Ю.С. Дьяконовым, в отделе минералогических методов исследования ВСЕГЕИ.



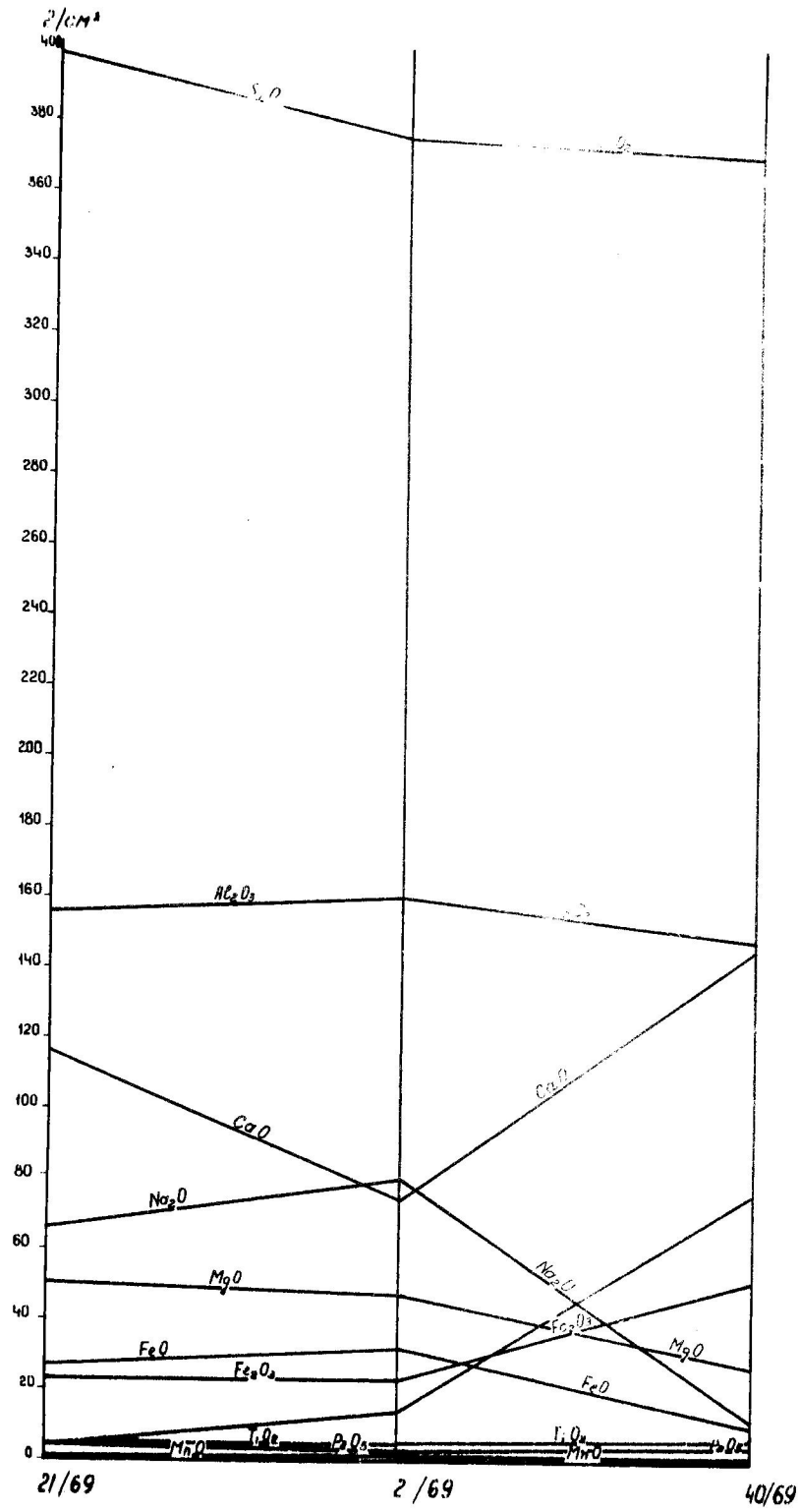


Рис. 17. График изменения содержаний ведущих компонентов по методу Т. Барга.

21/69 – свежий диабаз-порфирит, 28/69 – пропилитизированный диабаз-порфирит, 40/69 – сколит-карбонатный

Изменение химического состава диабаз-порфиритов в порфиритовом метасоматозе (по Наковнику)

Таблица 3

Оксиды	Вес, %			Объемный вес, г/100 см <sup>3</sup>			Изменение содержания по сравнению с исходной породой			
	1	2	3	1	2	3	% к массе окисла в исходн. породе			
							2	3	3	
SiO <sub>2</sub>	39,50	48,32	58,58	103,35	128,53	142,93	+25,18	+39,58	+24,3	+38,2
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,98	1,01	2,77	26,0	2,46	- 0,17	- 0,31	- 6,1	-11,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,12	15,09	13,68	36,85	40,13	33,37	+ 3,28	- 3,48	+ 8,1	- 9,4
FeO	5,22	3,03	2,68	13,62	8,06	6,53	- 5,56	- 7,09	- 40,3	-52,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,58	4,98	2,16	6,73	13,24	5,27	6,51	- 1,46	+96,7	-21,6
MnO	0,21	0,11	0,08	0,55	0,29	0,19	- 0,26	- 0,36	-47,2	-65,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	7,08	7,73	3,74	18,48	20,56	18,86	+ 2,08	+ 0,38	+11,2	+ 2,0
MgO	16,72	5,86	3,58	27,70	15,58	8,73	-12,12	-18,97	-43,7	-68,3
CaO	2,13	2,43	0,85	5,55	6,46	2,07	+ 0,91	- 3,48	+16,4	-62,7
Na <sub>2</sub> O	3,66	1,51	5,43	9,55	4,02	13,25	- 5,53	+ 3,70	-57,9	+38,7
K <sub>2</sub> O	9,93	6,95	5,70	25,91	18,91	13,90	- 7,43	-12,01	-28,6	-46,3
П.д.л.	0,54	0,63	0,86	1,41	1,67	2,10	+ 0,26	0,69	+18,4	+48,9

Порода 1 (8/70) – слабоизмененный диабаз-порфирит, 2 (12/70) – заметно измененный диабаз-порфирит, 3 (20/70) – метасоматит.

Объемный вес: 1 – 2,61; 2 – 2,66; 3 – 2,44.



Таблица 1

Пересчет анализов диабаз-порфиров по методу Барта

Состав	Образец № 1				Образец № 2				Образец № 3						
	Вес, %	Атомн. кол.	Атомн. %	Множит-ль	Атомн. кол.	Атомн. %	Атомн. кол.	Множит-ль	Атомн. кол.	Атомн. %	Атомн. кол.	Атомн. %	Множит-ль	Атомн. кол.	Атомн. %
SiO <sub>2</sub>	31,60	689	24,7	2	13,13	303,8	80,4	32,3	2	1608	384,116	975	63,1	2	1936
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,14	0,52	2	28	6	0,08	0,5	2	24	5	15	0,58	2	26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,12	276	10,3	1,5	414	127	15,08	15,2	1,5	442,5	141	36,7	11,8	1,5	466
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,22	98	2,47	1,5	99	30	3,03	3,8	1,5	57	18	20,8	3,3	1,4	49,5
MgO	5,38	36	1,98	1	36	16	4,98	7,0	2,91	1	70	28	2,16	1	29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	3	0,11	1	3	1	0,11	0,04	1	1	0	0,06	1	0,04	1
CaO	0,54	8	0,2	4,5	20	3	0,63	0,33	2,5	20	3,8	0,86	12	0,53	2,5
FeO	7,08	175	6,54	1	175	80	7,73	191	7,92	1	191	92	3,74	62	4,06
Na <sub>2</sub> O	10,72	191	7,14	1	191	88	5,86	104	4,3	1	104	63	3,58	63	2,83
K <sub>2</sub> O	5,13	68	2,54	0,5	34	31	2,43	78	5,2	0,5	37	28	1,2	0,5	14
Summ.	3,66	77	2,83	0,5	38	36	1,51	32	1,3	16	15	5,43	114	5,4	57
Summ.	9,83	1100	41,15	1	1100	508	6,85	777	33,2	1	777	372	28,42	1	632
Summ.	104,17	2,473	99,88		3485	1226	90,60	2410	99,78		3340	1140	22,88		3913

1-Переводный множитель 1600 : 3456 = 0,462, формула: K<sub>2</sub>Na<sub>3</sub>Al<sub>1</sub>Ca<sub>1</sub>Mg<sub>2</sub>Si<sub>10</sub>(Fe+Fe)<sub>2</sub>Al<sub>1</sub>7H<sub>2</sub>Si<sub>5</sub>Al<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>6</sub>  
 2-Переводный множитель 1600 : 3246 = 0,478, формула: K<sub>1</sub>Na<sub>3</sub>Ca<sub>1</sub>Mg<sub>2</sub>Si<sub>10</sub>(Fe+Fe)<sub>2</sub>Al<sub>1</sub>7H<sub>2</sub>Si<sub>5</sub>Al<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>6</sub>  
 3-Переводный множитель 1600 : 3343 = 0,478, формула: K<sub>2</sub>Na<sub>3</sub>Ca<sub>1</sub>Mg<sub>2</sub>Si<sub>10</sub>(Fe+Fe)<sub>2</sub>Al<sub>1</sub>7H<sub>2</sub>Si<sub>5</sub>Al<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>6</sub>

I вынос: Na-6, Mg-4, Fe+Fe-5, Al-4, Si-7, P-0

II вынос: K-10, Ca-37, Ti-1, Al-1, Si-2

III вынос: K-10, Na-20, Ca-28, Mg-26, Fe+Fe-10

Таблица 5

Пересчет анализов диабаз-порфиров по методу Барта

Состав	Образец № 21				Образец № 28				Образец № 40						
	Вес, %	Атомн. кол.	Атомн. %	Множит-ль	Атомн. кол.	Атомн. %	Атомн. кол.	Множит-ль	Атомн. кол.	Атомн. %	Атомн. кол.	Атомн. %	Множит-ль	Атомн. кол.	Атомн. %
SiO <sub>2</sub>	46,04	788	36,49	2	1598	399	46,10	768	32,18	2	1586	375	683	21,24	2
TiO <sub>2</sub>	0,86	10	0,45	2	20	5	0,96	11	0,45	2	22	5	10	0,33	2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,87	312	14,24	1,5	468	156	16,72	328	13,74	1,5	492	160	253	8,49	1,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,73	46	2,10	1,5	69	23	3,84	48	2,01	1,5	72	23	7,06	2,85	1,5
FeO	3,97	55	2,5	1	55	27	4,80	67	2,80	1	67	32	8,8	0,6	1
MgO	5,10	1	0,04	1	1	0,5	0,17	3	0,12	1	3	1	0,16	3	0,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	3	0,96	2,5	20	4	0,58	8	0,33	2,5	20	3	0,94	8	0,26
MgO	4,08	96	4,52	1	99	50	3,96	87	5,04	1	97	47	1,90	1,6	1
CaO	11,02	222	10,59	1	232	116	8,66	153	6,41	1	153	74	13,95	248	8,3
Mn <sub>2</sub> O	4,13	132	5,0	0,5	66	66	5,17	164	6,87	0,5	82	80	0,62	20	0,6
K <sub>2</sub> O	0,48	3	0,30	0,5	4	4	3,36	29	1,21	0,5	145	14	0,11	190	4,3
Summ.	4,46	455	22,27	1	488	244	0,41	710	29,75	1	710	352	13,88	1522	51,0
Summ.	36,41	2150	99,86		3120	1094,5	6,43	2386	100,91		32,68	1186	92,98	2880	99,77

21 - Переводный множитель 1600 : 3120 = 0,5, формула: K<sub>4</sub>Na<sub>6</sub>Mg<sub>50</sub>P<sub>4</sub>Mn<sub>10</sub>(Fe+Fe)<sub>50</sub>Al<sub>156</sub>Si<sub>399</sub>H<sub>1356</sub>(OH)<sub>244</sub>  
 28 - Переводный множитель 1600 : 3268 = 0,488, формула: K<sub>14</sub>Na<sub>80</sub>Ca<sub>70</sub>Mg<sub>47</sub>P<sub>3</sub>Mn<sub>1</sub>(Fe+Fe)<sub>55</sub>Al<sub>160</sub>Ti<sub>5</sub>Si<sub>375</sub>(H<sub>1248</sub>+OH)<sub>350</sub>  
 40 - Переводный множитель 1600 : 3530 = 0,5, формула: K<sub>76</sub>Na<sub>11</sub>Ca<sub>14</sub>Mg<sub>27</sub>Mn<sub>10</sub>P<sub>4</sub>(Fe+Fe)<sub>61</sub>Al<sub>148</sub>Ti<sub>5</sub>Si<sub>370</sub>(H<sub>710</sub>+OH)<sub>690</sub>

I вынос: K-10, Fe+Fe-5, Na-1,4, Al-4, Mn-0,5  
 II вынос: Ca-42, Fe+Fe-11, Mg-3, OH-206  
 III вынос: K-72, Fe+Fe-11, Ca-29, OH-646, Mg-23, Al-8

Таблица II

Физико-механические свойства  
вмещающих пород

№ образца	Название породы	Объемн. вес, г/см <sup>3</sup>	Эффект. пористость, %	E		σ
				10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup>	10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup>	
1	Порфирит карбонатизированный	2,44	6,85	3,18	1,26	0,31
8	Порфирит	2,58	1,44	3,13	1,18	0,37
9	Известняк органогенный	2,52	14,37	1,49	0,50	0,22
12	Порфирит хлоритизированный	2,57	4,73	3,05	2,11	0,27
17	Порфирит карбонатизированный	2,53	3,19	3,54	1,78	0,26
20	Диабаз-порфирит карбонатизированный	2,54	3,58	2,73	0,51	0,13
34	Известняк	2,93	2,10	-	-	-
45	Известняк хлоритизированный	2,37	4,31	3,49	0,92	0,36
50	Порфирит скотитизированный	2,52	4,31	3,58	1,29	0,07
74	Известняк органогенный	2,56	3,73	4,44	1,80	0,20
79	То же	2,56	1,05	-	-	-
86	"	3,17	8,34	5,65	2,23	0,22
87	"	2,61	3,24	4,75	2,15	0,13
88	"	2,40	0,89	2,40	0,94	0,24
91	"	2,54	1,98	-	-	-
93	"	2,44	3,81	3,30	1,20	0,38
94	Известняк органогенный окварцованный	2,41	5,11	5,32	2,67	0,15
96	То же	2,56	1,13	3,79	1,46	0,38
98	"	2,63	0,69	3,41	1,61	0,32
99	"	2,61	1,04	-	-	-
102	"	2,52	0,93	6,02	2,50	0,18
106	"	2,64	1,82	7,01	3,02	0,42
114	Известняк	2,62	0,96	-	-	-
116	То же	2,63	1,10	-	-	-
121	"	2,56	0,84	-	-	-
125	"	2,57	1,20	-	-	-
128	"	2,53	0,68	-	-	-
130	"	2,50	1,05	-	-	-
K-15	Известняк карбонатизированный	3,17	8,34	6,09	2,51	0,24
B-1	Кварцевый порфирит	2,59	1,68	6,50	2,60	0,37
B-2	То же	2,62	0,81	5,08	2,22	0,28

и ЮВ 165-170°,  $\angle 70^\circ$ . Третье тело вскрыто скважиной № 36 в глинисто-песчанистых отложениях келловей-оксфорда.

Околорудное изменение проявлено довольно слабо и выражено лишь в перекристаллизации карбоната с последующим его окремнением.

Проведенные исследования трещинной тектоники данного участка позволили О.Н. Мачавариани (1972) заключить, что свинцово-цинковое оруденение Эрцойского рудного поля пространственно приурочено к трещинам скалывания, сопряженным с Эрцо-Кемультинской антиклиналью и Алхашендской синклиналию; с трещинами кливажа осевой плоскости, сопряженными с Эрцо-Кемультинской антиклиналью, а также наложенными на складчатость трещинами скалывания, сопряженными с разрывными нарушениями.

По минеральному составу рудопроявлению представляет зону окисления свинцово-цинковых руд, в которых, по данным Н.В. Нижарадзе (1962), рудообразующими являются галенит, сфалерит, пирит, мельниковит-марказит, марказит, халькопирит, гематит, кальцит, анкерит, сидерит, халцедон, кварц; вторичные - церуссит, смитсонит, англезит, лимонит, гетит, гидрогетит, лепидокрокит.

Морфо-структурные особенности рудных тел, минеральный состав и околорудные изменения дают основание считать, что оруденение близповерхностное-низкотемпературное.

**Рудопроявление Хихата.** Оруденение приурочено к центральной части Тельнари-Рибисской синклинали, сложенной верхнеюрскими известняками. По А.М. Хабалову (1968), на участке рудопроявления установлены две разновозрастные группы нарушения: сопряженные со складчатостью и постскладчатые. К первой он относит субпараллельные разрывные нарушения, перпендикулярные оси складки, с азимутом простирания 200-210° и падением на СЗ под углом 60-65°. Породы вмещающие разрывные нарушения, сильно доломитизированы и содержат вкрапленность средне и крупнокристаллического сфалерита, реже пирита и галенита.

Самое крупное постскладчатое нарушение - Хихатинский разлом, простирающийся на юго-восток с падением на ЮЗ под углом 70-80°.

Рудные тела представляют собой минерализованные участки зон брекчирования перекристаллизованных, окварцованных и кальцитизированных известняков с густой вкрапленностью и прожилками галенита, сфалерита, пирита и кальцита. Содержание свинца - 0,5-4%, цинка 0,04-0,4%, меди - десятые доли процента.

В западной части рудопроявления, на склоне г. Хихата обнаруживаются интенсивно окремненные известняки с вкрапленниками галенита, кристаллы которого размером от 0,3x0,3 до 1,5x1,5 см и более. Редко присутствуют и пирит, сфалерит, халькопирит.

**Рудопроявление Сохта.** В гидротермально измененных песчаниках лейаса, в северном крыле Сохта-Лесевской антиклинали встречаются маломощные (0,1 м) кальцитовые жилы с свинцово-цинковым оруденением, развитые в осевой плоскости трещин кливажа (Мачавариани, 1972). Первичные минералы представлены сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, арагонитом, кальцитом и кварцем; церуссит представлен в качестве вторичного минерала.

В рудовмещающих породах свинцово-цинковой формации установлены марганец - 0п%, никель - 0,00п-0,000п%, кобальт - 0,00п-0,000п%, медь - 0,0п-0,00п%, молибден - 0,00п-0,000п%,



свинец — 0,000п%, цинк — 0,0п%, галлий — 0,00п–0,000п%, скандий — 0,00п%, ванадий — 0,0п–0,00п%. По трем спектральным пробам (45/70, 46/70, 1/73) из палеогеновых известняков обнаружены: марганец — 0п%, никель — 0,00п%, кобальт — 0,00п–0,000п%, медь — 0,00п%, свинец — 0,00п%, цинк — 0п%.

#### Барит–полиметаллическая формация

В этой формации объединяются следующие месторождения и проявления: Скаты–ком, Раздаран–ком, Телнари, Донджин, Мирткаджин, Эрцо, Котанто, Сохта, Абано, Форджи–дон, Джалабети, Синагури, Карзмани, Мухавари, Гадегина, Телегина, Пучнари, Дзагина.

Месторождение Скаты–ком — самое крупное. Описание его приводим по Т.В. Иваницкому (1963) и Г.П. Барсанову (1937). Месторождение приурочено к южному крылу Цедиси–Ахсарджинской антиклинали и сложено различными порфиритами, туфобрекчиями, микротуфобрекчиями и туфами, чередующимися между собой, а также альбитофирами, диабазовыми порфиритами и плотными мелкозернистыми олигоклазовыми порфиритами.

Рудовмещающими являются гидротермально измененные порфириты. Жила четковидной формы близширотного простирания. Азимут падения СВ 20°, < 50–80°. Основная масса рудного тела представлена кварцем, кальцитом и глинообразными продуктами разрушения алюмосиликатов.

На месторождении выделяются следующие окolorудные изменения: карбонатизация, окварцевание (силификация), серицитизация, хлоритизация.

Карбонатизация выражена в образовании многочисленных разноориентированных прожилок кальцита в безрудных участках зоны. Кроме того, карбонат развивается по плагиоклазу и пироксену.

Силификацией туфо–порфириты превращены во вторичные кварцитоподобные породы. Этот процесс всегда предшествует карбонатизации.

По текстурам выделяются следующие типы руд: массивная метаморфизованная руда, сложенная в основном из свинчаквидного агрегата галенита, брекчиевидная руда и прожилково–вкрапленная руда, наблюдающаяся в приальбитовых частях рудного тела.

Из минералов в состав руды входит следующее — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, андорит, магнетит, карбонат, халцедон, кварц, серицит, хлорит, минералы группы каолина, эпидот–

цонзит, барит; супергенные — церуссит, смитсонит, англезит, халькозин, ковеллин, лимонит, крокоит. Среднее содержание свинца 5, цинка — 2%.

Рудопроявление Раздаран–ком. На месторождении рудовмещающими являются авгит–плагиоклазовые порфириты, которые сильно кальцитизированы, силифицированы, хлоритизированы, серицитизированы и пиритизированы. Оруденение представлено рудными зонами и отдельными жилами. Рудные зоны представлены гидротермально измененными порфиритами с вкрапленностью сфалерита и галенита. Простирание зон широтное, падение южное под углом 50–60°. В одном случае падение зоны вертикальное. Они прослеживаются по простиранию на 150 м и по падению на 50 м. Средняя мощность зон варьирует от 0,2 до 3 м. Содержание свинца и цинка от следов до нескольких процентов.

Рудные жилы с падением на северо–восток 35–45° прослежены по простиранию на несколько десятков м, при мощности 0,1–0,4 м. Жилы состоят из галенита, сфалерита, халькопирита, пирита, тетраэдрита, кварца, карбоната; из супергенных присутствуют гидроокислы железа, малахит, азурит, англезит и церуссит.

Рудопроявление Телнари приурочено к сводовой части Чордско–Сохтинской антиклинали. Участок сложен песчаниками и глинистыми сланцами верхнего лейаса, вмещающими мощную дайку альбитофира. Оруденение в основном локализовано в дайке альбитофира; оно представлено кальцит–барит–полиметаллическими маломощными (до 0,3 м) жилами с субширотным простиранием и падением на юг под углом 85°. Обогащенные участки, по М.Н. Джапаридзе, приурочены к изгибам рудоносных трещин. Окolorудные изменения — хлоритизация, серицитизация, карбонатизация, баритизация. Руды симметрично–полосчатые, друзовые и прожилковые. Рудослагающие минералы — галенит, сфалерит, халькопирит, барит, кальцит. Свинец содержится в среднем в десятых долях процента.

Рудопроявление Мирткаджин приурочено к зоне смятия в авгитовых порфирах и их туфах. Зона, прослеженная по простиранию до 2 км, небольшой мощности (0,2 м), падает на юго–запад под углом 50–75°. Отдельные жилки достигают мощности 15–18 см. Окolorудное изменение представлено окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией, пиритизацией. Руды, состоящие из сфалерита, галенита, пирита, халькопирита, кварца, кальцита, лимонита, церуссита, гипса образуют массивные и вкрапленные текстуры. Среднее содержание свинца 0,1%, цинка — 0,55%.

Рудопроявление Донджин. Оруденение приурочено к плагиоклазовым порфиритам и представлено минерализованной зоной

протяженностью по простиранию 150–200 м и мощностью 20–70 см. В пределах зоны встречаются жильобразные рудные тела длиной 10–20 м. Падают они на юг под углом 60–70°. Околорудное изменение – окварцевание, серицитизация, хлоритизация, пиритизация. Руды имеют массивные и вкрапленные текстуры и состоят из пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, кварца. Среднее содержание свинца – 0,4–2,5%; цинка – 1,7%.

**Рудопроявление Джалабетское.** В порфиритовой свите байоса наблюдаются кальцит–полиметаллические прожилки мощностью 0,01–0,06 м. Рудные минералы представлены вкрапленниками галенита, сфалерита и пирита.

Рудопроявление Синагури находится в пиритизированных плагиоклазовых порфиритах байоса. Оруденение представлено полиметаллическими жилками мощностью до 20 см. Прослеживаются на 15 м. Химическим анализом установлены следы золота.

**Рудопроявление Карзмани** приурочено к порфиритовой свите байоса. Здесь известны две рудные зоны, содержащие четыре оруденелые жилы мощностью 0,01–0,56 м и прослеживающиеся на 5–35 м. Оруденение в виде вкрапленников, гнезд и линз, представлено пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, теннантитом, кварцем, кальцитом. Околорудное изменение – окварцевание и пиритизация. Содержание свинца от следов до 0,5 и 24,73%, цинка – от 0,3 до 8,25%, меди – от 0,07 до 0,91%.

**Рудопроявление Дзагина.** В порфиритах, туфах и туфобрекчиях байоса проявлены 5 рудоносных зон (рис. 18). Самая мощная из них простирается близмеридионально, достигая иногда 5–7 м мощности. Она сложена перемьятыми, брекчированными породами байоса с вкрапленно–прожилковым оруденением. В пределах зоны наблюдаются маломощные жилы (0,1–0,35 м), прослеживающиеся по простиранию на 3–25 м. Околорудное изменение – карбонатизация, хлоритизация, каолинизация, серицитизация, окварцевание. Минеральный состав руды: сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, кварц, карбонат, барит. Среднее содержание свинца 1,5%, цинка – 6,5%, меди – 0,4%.

**Рудопроявления Мухавари, Пучнари, Гадегина и Телегина.** Они представляют собой маломощные (0,05–0,5 м) оруденелые зоны и жилы, расположенные в порфиритовой свите байоса. Оруденение присутствует в виде жилок, вкрапленников и примазок сульфидов свинца и цинка. Среднее содержание металла – десятые доли процента.

В вмещающих барит–полиметаллическую формацию породах спектральными анализами установлены: никель – 0,00н–0,000н%,

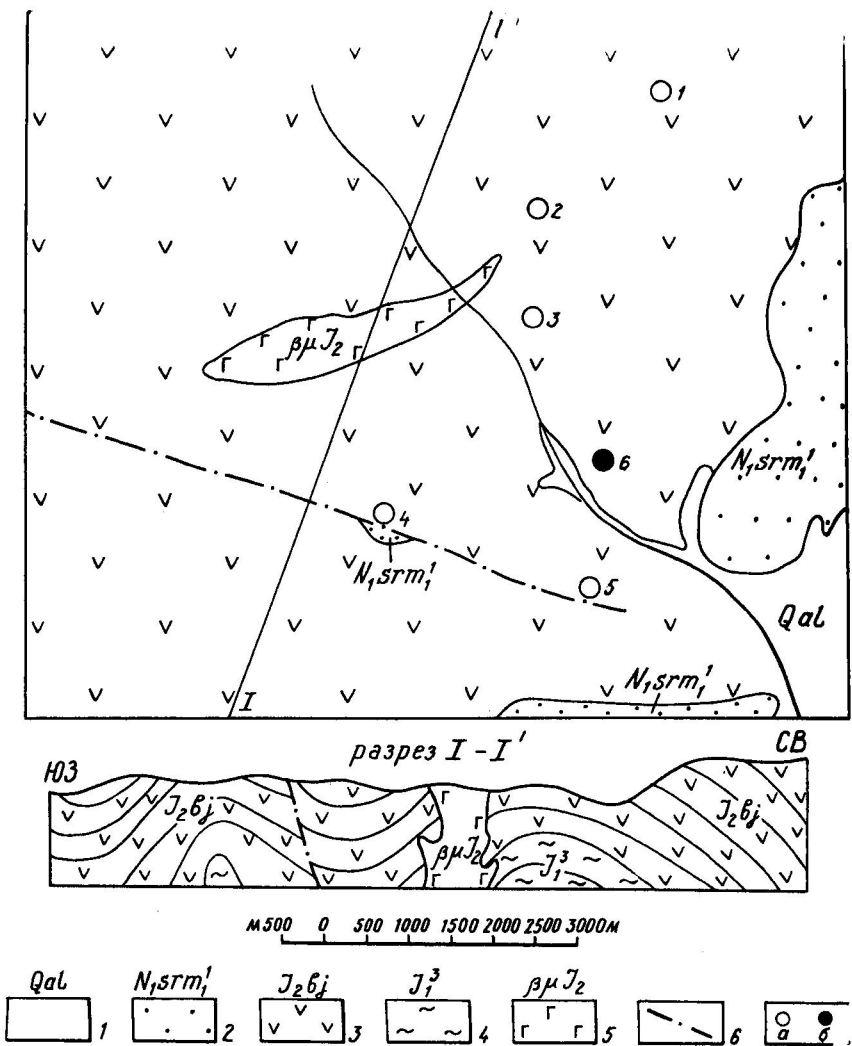


Рис. 18. Схема Дзагинского рудного поля.

- 1 – аллювий, 2 – песчаники и глины, 3 – порфириты, 4 – известняки, 5 – диабазы, 6 – разрывы, 7 – рудопроявления: а) барит–полиметаллические: 1 – Телегина, 2 – Гадегина, 3 – Мухавари, 4 – Пучнари, 5 – Дзагина; б) железо–марганцевые: 6 – Тбети.

кобальт – 0,00п–0,000п%, медь – 0,0п–0,000п%, молибден – 0,0п–0,п%, свинец – п–0,000п%, цинк – п–0,000п%, галлий – 0,00п–0,000%, олово – 0,000п–0,п%, ванадий – 0,0п–0,001п%.

### Барит-кальцитовая формация

В барит-кальцитовой формации Юго-Осетии объединяются месторождения Кауата, Ахсарджин, Квайса, Жордана-хох, Мирткаджин и Буба.

**Кауата (Хардисара).** Месторождение расположено в туфобрекчиях и туфах авгит-плагиоклазовых порфиритов и узле сопряжения синклинали Ири-Варахком с Хардисхар-Эрцойской антиклиналью и Валь-хохской синклиналью. Оруденение приурочено к крупному разрывному нарушению юго-восточного простирания ( $100-110^\circ$ ) с падением на северо-восток  $10-20^\circ$ ,  $\angle 50-85^\circ$ . Этот разлом прослеживается в виде мощной 20-50-метровой зоны дробления, вдоль которой эффузивные породы хлоритизированы, окварцованы, баритизированы и карбонатизированы со спорадической вкрапленностью пирита и многочисленными прожилками барита и кальцита. "Главная" жила Хардисарского месторождения приурочена к месту изгиба рудовмещающего разлома в плане и по падению. Максимальная мощность – 11,6 м на участках наименьшего угла падения ( $50-60^\circ$ ) уменьшается до 0,3-0,6 м на флангах и нижних горизонтах, где угол падения разлома увеличивается до  $85^\circ$ . По простиранию жила прослежена на 400 м, а по падению на 150-200 м. На флангах жила выклинивается, и далее разлом прослеживается в виде баритизированной зоны с содержанием  $BaSO_4$  до 60%.

**Месторождение Квайса.** Баритовые залежи Квайсинского месторождения пространственно обособлены от свинцово-цинковых руд, но размещаются во внутренней части Квайсинской зоны разломов в виде узкой полосы субширотного простирания, ориентированной под острым углом к Северному и Южному Квайсинским разломам, вмещающим свинцово-цинковую руду (рис. 19). Верхнеквайсинское баритовое тело столбообразной формы с сечением 1,0-8,0 x 10,0-118,0 м; падает на юг под углом  $50-60^\circ$  с четко выраженным юго-восточным склонением под углом  $25-30^\circ$ . Оно локализуется в зоне брекчирования (мощность до 25 м) хлоритизированных, пиритизированных и баритизированных эффузивных пород, местами содержащих вкрапленность и прожилки галенита и сфалерита. С запада рудное тело ограничено поперечным к Квайсинской зоне разломом, падающим на северо-восток под углом  $80-85^\circ$ .

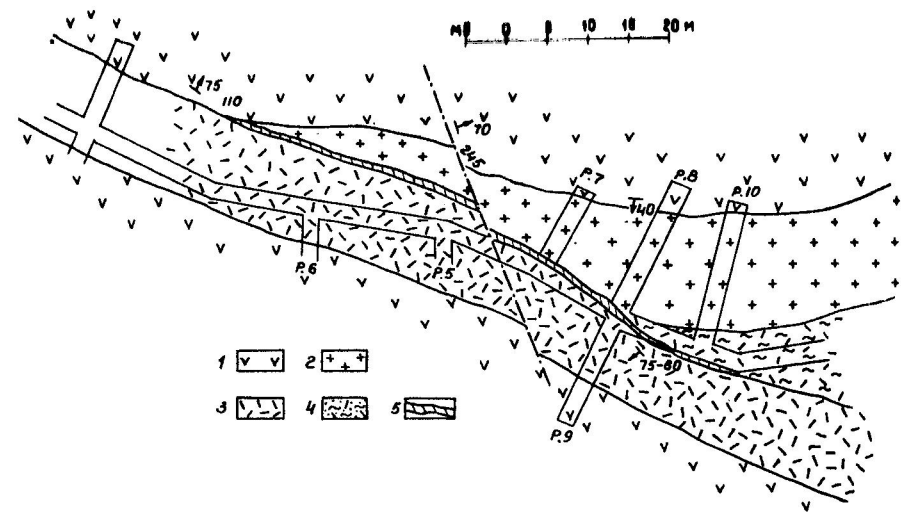


Рис. 19. Горизонтальная проекция восточного штока штольни 16 (по Т.В. Иванишскому)

1 – вмещающие породы байоса, 2 – баритовая жила, 3 – сильно измененная рассланцованная и оглинившаяся гидротермально переработанная масса, 4 – измененные вмещающие породы с вкраплениями и прожилками сфалерита и галенита, 5 – тектоническая глинка с плоскостями скольжения.

Баритовая залежь "Новая" обнажена на горизонте штольни 6. Она локализуется в разломе субширотного простирания, падающем на северо-запад под углом  $80-85^\circ$ . Вмещающие породы рассланцованы и хлоритизированы. Особенно интенсивна дробленность лежащего зальбанда.

**Ахсарджинское проявление барита** находится в северном крыле Цедиси-Ахсарджинской антиклинали среди туфогенных пород порфиритовой свиты. Здесь прослеживается гидротермально измененная зона с мелкими прожилками барита, кварца и кальцита.

**Жорданхохское проявление барита** залегает в северном крыле Жордано-хох Эрцойской антиклинали, разорванной Скатыком-Варахкомским разрывом, к которому приурочены три параллельные баритовые жилы с падением на СВ  $10-30^\circ$ ,  $\angle 50-70^\circ$ . Эти жилы прослежены на 20-40 м по простиранию. Мощность их колеблется в пределах 0,25-0,9 м. Барит розовато-белого цвета, таблитчатого строения. Содержание  $BaSO_4$  колеблется от 20 до 95,6%.

**Рудопроявления Мирткаджин и Буба** локализируются в узле сопряжения синклинали Ири-Варахком с Хардисхар-Эрцойской антиклиналью и Вальхохской синклиналью. Этот узел сложен туфобрекчиями и туфами авгит-плагиоклазовых порфиритов, прорван-

ших двумя штокообразными телами и дайками кварцевых и бескварцевых альбитофиров. Среди туфогенных пород наблюдается гидротермально измененная оглинившаяся зона (мощность около 3 м) с крупными гнездами чистого барита.

Рудопроявление Варах-ком. Рудопроявление приурочено к крутопадающему разлому, проходящему в южном крыле Цедиси-Ахсарджинской антиклинали, сложенной породами порфиритовой свиты байоса, рассеченными дайками альбитофиров. Зона разлома, прослеженная на 2 км мощностью от 3 до 15 м, представлена интенсивно хлоритизированными и оглиненными породами, включающими барит-кварцевые гнезда размером до 0,3 м в поперечнике с вкрапленностью галенита и марказита. Мощность рудной зоны 1-3 м, с содержанием свинца от следов до 5,71%, цинка - от следов до 2,02% и барита - от следов до 57%.

#### Железо-марганцевая низкотемпературная формация

Рудопроявления этой формации в Юго-Осетии встречаются крайне редко и в ничтожных размерах. Они однотипны с Цедисским рудопроявлением, расположенным в северо-западной части изученного района.

Цедисское железо-марганцевое рудопроявление расположено в 3 км северо-восточнее с. Цедиси на южном склоне г. Велуанта. Район месторождения сложен темно-серыми глинистыми сланцами и песчаниками сорской свиты, обнажающейся в сводной части Цедисско-Ахсарджинской антиклинали. Глинистые сланцы с угловым несогласием перекрываются порфиритовой свитой байоса, массивными известняками верхней юры, слоистыми известняками мела и эоценовыми отложениями. Железо-марганцевое оруденение приурочено к контакту известняков с порфиритовой свитой байоса, заполняя трещины и карстовые пустоты в известняках и образуя жилы, линзы и гнездообразные залежи небольших размеров (обычно измеряемых единичными метрами, реже больше). Руда массивная, черного или буровато-красного цвета. Общий минеральный состав руды следующий: гаусманит, браунит, магнетит, гематит, пирит, марказит, пирротин, кварц, халцедон, родохрозит, кальцит; вторичные - псиломелан, рансейт, гетит, гидрогетит, гидрогематит, вернадит, шамозит. Вмещающие породы гидротермально изменены - хлоритизированы и карбонатизированы; местами сопровождаются дорудным пиритом. Месторождение гидротермальное, низкотемпературное, образовалось вблизи земной поверхности в условиях высокого потенциала кислорода, способствовавшего образованию гематита и четырехвалентных соединений марганца - гаусманита и браунита (Загю, 1963). Восходящие растворы обогащались за счет выщелачивания подстилающих вулканогенных толщ (Авалиани, 1959).

Эндогенное оруденение в дальнейшем претерпело супергенное изменение и частичное инфильтрационное переотложение в карстовых пустотах.

Аналогичные рудопроявления известны также близ с. Часавали в контакте известняков с мелафирами, на южном склоне Уквилета, а Варахкомское и Вальхохское проявления - на склонах одноименных гор. Оруденение приурочено к порфиритовой свите байоса и верхнеюрским известнякам. Проявления красного железняка встречаются также у вершин Сирх-Леберта, Ахалшенда и Дагверула, а также в местности Тбети, близ с. Дзагина. Все перечисленные рудопроявления незначительных размеров и практического значения не имеют.

Во вмещающих породах железомарганцевой формации (рудопроявление близ с. Часавали - 4 пробы) спектральными анализами установлены: никель - 0,000п%, кобальт - 0,000п-0,п%, медь - 0,000п%, молибден - 0,000п-0,п%, свинец - 0,000п%, цинк - 0,00п-0,п%, галлий - 0,000п-0,п% ванадий - 0,00п-0,000п%.

#### Кварцево-ртутно-мышьяковая формация

Кварцево-ртутно-мышьяковая формация представлена ртутными рудопроявлениями Эрцо, Кемульты, Замтарети и мышьяковыми проявлениями Сохта, Хампалгом, Кешельта, Ацрис-хеви.

Рудопроявление Эрцо. Проявление ртути представлено двумя рудоносными зонами, расположенными в породах порфиритовой свиты байоса и известняков верхней юры в северном крыле Алхашендской синклинали (рис. 20). Первая из них образует брекчиевую зону, в которой обломки известняка сцементированы глинистой массой с вкрапленниками, прожилками и гнездами киновари. Зону ограничивают плоскости, падающие в северо-западной части участка на ЮЗ 210°, под углом 60-70°, а в юго-восточной части - на СВ 40-50°, под углом 60-65°. На горизонте штольни № 29 зона как бы разбита на две части - у лежащего зальбанда оруденение ртутное (мощность до 3,5 м), а у висячего зальбанда - свинцово-цинковое (мощность 2 м).

Интересная картина наблюдается и на горизонте штольни № 28, где рудная зона заключена между тектоническими плоскостями, падающими на ЮЗ 240°, < 30° и СВ 10°, < 80°. Здесь содержание свинцово-цинкового оруденения увеличивается в крутопадающей трещине, тогда как вблизи пологопадающей она отсутствует.

Вторая зона прослежена в штольни № 44. Мощность ее до 1 м. Она ограничена разрывом, падающим в северо-западной части на СЗ 210°, < 65°, а в юго-восточной на СВ 30°, < 65-80°. Вмещающие породы оглинены и карбонатизированы.



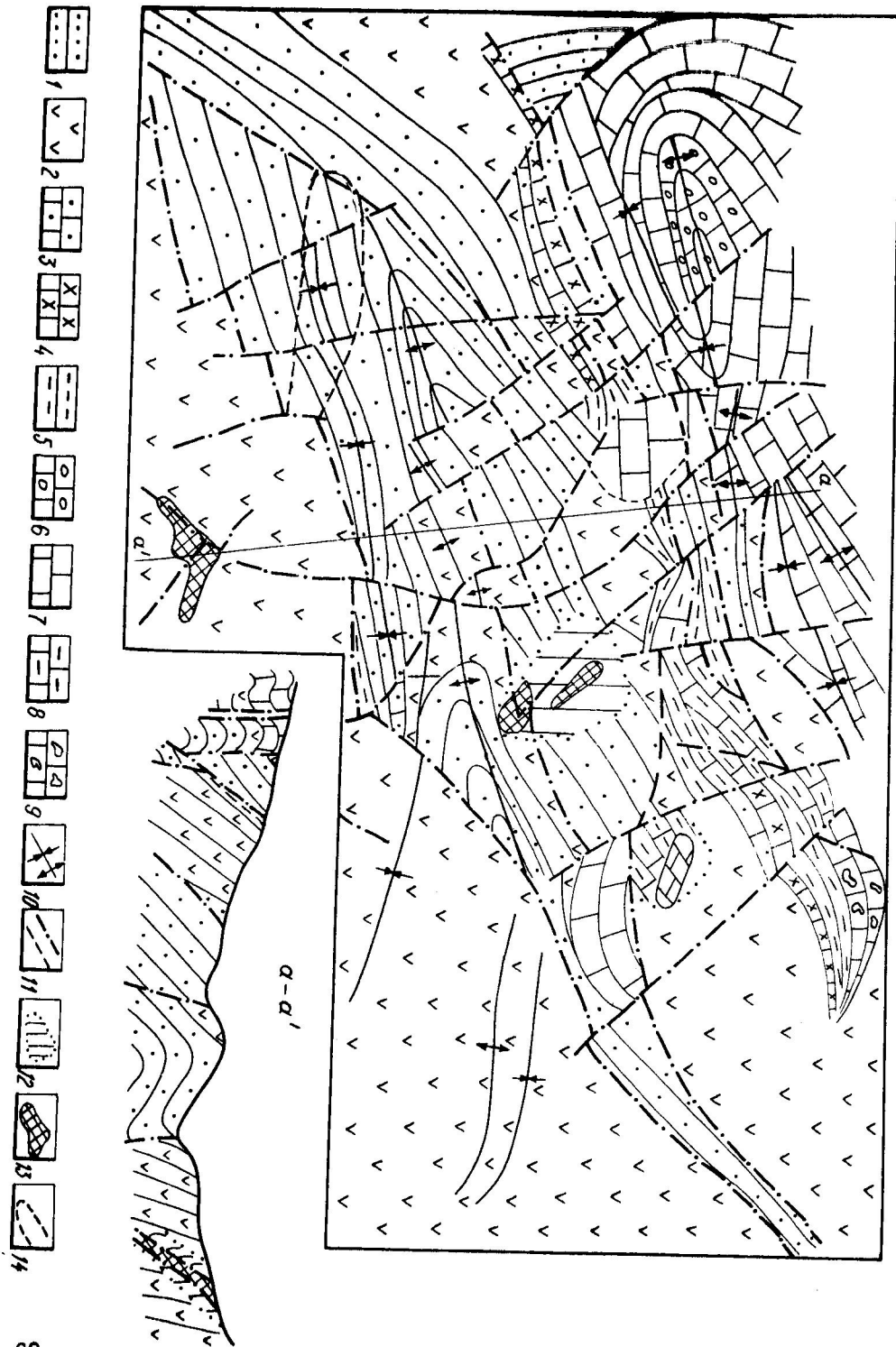


Рис. 20. Структурно-литологическая схема Сохта-Абанойского мышьякового рудного поля (по О.Н. Мачавариани).

1 - глинисто-песчаные образования верхнего лйаса, 2 - вулканогенные образования байоса, 3 - карбонатные песчаники келловея, 4 - массивные коралловые известняки оксфорда, 5 - мелкогалечные конгломераты и песчаники оксфорда, 6 - оолитовые известняки киммериджа, 7 - мергели, песчаники и известковистые песчаники киммериджа, 8 - песчаные известняки эоцена, 9 - нуммулитовые известняки эоцена, 10 - оси складок, 11 - разрывные нарушения, установленные и предполагаемые, 12 - гидротермально измененная зона, 13 - мышьякосодежащие оруденелые зоны, 14 - проявления мышьяка.

Анализ материала позволил О.Н. Мачавариани (1972) заключить, что для локализации кинварного оруденения самыми благоприятными являются трещины, отвечающие кливажу осевой плоскости, за ними идут трещины отрыва и скалывания - сдвиговые и надвиговые.

Минеральный состав Эрцойского ртутного оруденения довольно прост. Из гипогенных присутствуют: кинварь, пирит, марказит, халькопирит, гематит, кальцит, кварц, анкерит; гипергенные: гидрогетит, гидрогематит, гетит, лимонит. Содержание ртути - от следов до 0,12%.

Кемультинское проявление ртути. В крыльях Эрцо-Кемультинской антиклинали и известняках верхней юры выделяются три зоны с повышенной трещиноватостью, к которым приурочены прожилки, гнезда и вкрапления кинвари. Первая из них прослежена по простиранию почти на 200 м, шириной 150 м; протяженность штокверковых тел в зоне 30-40 м, а ширина от нескольких сантиметров до 3 м. Остальные две расположены юго-восточнее предыдущей, однотипны, но меньших размеров. Из гипогенных минералов здесь присутствуют: кинварь, пирит, марказит, халькопирит, гематит, кварц, кальцит, анкерит; гипергенные гидрогематит, гидрогетит, гетит, лимонит. Следует отметить, что в этом же районе в 1,5 км северо-западнее с. Нижняя Кемульты (участок Переви) Юго-Осетинским геологопоисковым отрядом была пробурена скважина № 1 глубиной 670 м. Основанием для заложения скважины послужили благоприятные литолого-структурные условия и наличие кинвари в шлихах, первичные ореолы ртути, свинца и меди.

В интервале от 68 до 83 и от 138 до 184, 7 м в известняках верхней юры скважиной были установлены пострые пос-

чаники и глины с тонкими прослойками гниста. Из 30 проб, взятых на этих участках, лишь в четырех было установлено содержание ртути от  $5 \cdot 10^{-6}$  до  $6 \cdot 10^{-5}\%$ . В других пробах по всей скважине ртуть, свинец и цинк отсутствуют.

**Замтаретское проявление ртути.** В верхнемеловых карбонатных флишевых отложениях выделяется минерализованная зона близприотного простирания длиной 1,2 км мощностью до 50 м. Она представлена перемятыми и гидротермально измененными известняками, аргиллитами и песчаниками. На глубине эта зона была изучена штольнями, из которых повышенное содержание ртути было лишь в штольне № 1. В этой штольне на 24 метре в красных известняках свиты маргалитис-кдде вскрыта линза размером 1,2x0,5 м накритизированного известняка с вкрапленниками киновари и беспорядочно ориентированными мелкими прожилками кальцита. Содержание ртути 0,1-0,94%.

На контакте свит маргалитис-кдде и ананурской в штольне была вскрыта брекчированная зона (мощность до 0,5 м) северо-восточного простирания. В глинах, цементирующих обломки аргиллитов и известняков, встречаются мелкие гнезда и вкрапленники киновари. Содержание ртути - от 0,07 до 1,39%.

Околорудное изменение - окварцевание. Здесь среди гипогенных минералов наблюдаются: киноварь, пирит, марказит, халькопирит, кальцит. Вторичные - гидрогетит и лимонит. Заканчивая описание ртутных проявлений следует отметить, что юго-осетинским геологопоисковым отрядом в течение последних лет были произведены работы в районе с. Джава, где скважиной № 1 были вскрыты песчаники с прожилками кальцита. Спектральным анализом установлено ртуть  $5 \cdot 10^{-5}\%$ , свинец  $2 \cdot 10^{-2}\%$ , медь  $2 \cdot 10^{-2}$  -  $8 \cdot 10^{-3}\%$ . Юго-Осетинским ПО произведено шлиховое опробование и лишь в некоторых местах получены относительно положительные результаты (Навис-Хеви, Саритата). В шлихах, кроме киновари, встречены галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, барит, рутил, апатит, хромит.

**Сохтинское проявление мышьяка.** В близсводовой части Сохтин-Лесорской антиклинали, сложенной туфобрекчиями байоса, обнажается штокверковое рудное тело, сложенное кальцит-реальгаровыми и реальгаровыми прожилками. Наиболее богатый участок приурочен к месту пересечения субширотного и субмеридионального разрыва. Как указывает О.Н. Мачавариани, благоприятными для локализации мышьяковых руд оказались трещины отрыва, сопряженные со складчатостью (падающие на СВ  $45^\circ$ ,  $\angle 50^\circ$  и ЮВ  $130-160^\circ$ ,  $\angle 10-20^\circ$  и наложенные на складчатость и падающие на СВ  $70^\circ$ ,  $\angle 25-30^\circ$ ). Мощность рудных тел иногда достигает 0,65 м и проследивается на 10-15 м, в отдельных рудных прожилков - до 5 см.

Таблица 7  
Физико-механические свойства рудовмещающих пород мышьякового рудопроявления Замтарети

№ образ-ца	Название породы	Объемн. вес, г/см <sup>3</sup>	Эффект пористости, %	E10 <sup>-5</sup> кг/см <sup>2</sup>	G10 <sup>-5</sup> кг/см <sup>2</sup>	б
148	Песчаник алевроитовый	2,47	0,79	-	-	-
157	Известняк микрослоистый	2,54	1,54	-	-	-
158	То же	2,52	1,70	4,71	1,74	0,31
162	Известняк микрозернистый	2,69	1,69	-	-	-
167	То же	2,38	2,11	5,95	1,17	-
169	Серицитолит	2,59	2,90	1,00	0,40	0,18
170	Туфопесчаник	2,45	1,81	-	-	-
174	Кварцевый песчаник	2,60	1,90	-	-	-
175	Известняк микрозернистый	2,65	0,85	3,98	1,22	0,40
178	Известняк микрослоистый	2,55	2,07	5,37	1,89	0,31
179	То же	2,67	1,09	1,21	0,42	0,33

В северном крыле вышеуказанной антиклинали обнажается еще одно штокверковое тело, приуроченное к расчлененным песчаникам. Рудоносные трещины падают в основном на северо-восток  $35-40^\circ$ . Оруденение аналогично предыдущему. Реальгар образует прожилки, вкрапленности и примазки. К западу от этой зоны отмечена брекчированная полоса (мощность 1,0 м), включающая кварц-кальцитовые жилы мощностью 0,2 см с вкрапленностью реальгара.

Абанойское проявление мышьяка. Оруденение приурочено к южному крылу Абанойской синклинали, сложенной породами порфириновой свиты байоса (туфобрекчии, туфопесчаники). Разрывы, секущие этот пликатив, северо-восточного и северо-западного простирания. На месте их пересечения создаются благоприятные условия для рудообразования штокверкового типа: преобладают трещины с падением на СВ  $40^\circ$ ,  $\angle 35-45^\circ$ . Оруденение прослежено с перерывами на 150-300 м, с содержанием мышьяка от следов до 10,5%. Кроме вышеописанного штокверка встречаются также отдельные трещины, приуроченные к зонам разрыва, выполненные халцедон-реальгаровыми оруденением.

Хампалгомское рудопроявление приурочено к туфогенным породам, которые сильно окварцованы и пиритизированы. Мощность зоны с вкрапленниками и жилками реальгара и аурипигмента до 20 м, протяженность - свыше 150 м.

Кешельтинское рудопроявление приурочено к надвиговой зоне мергелисто-глинисто-песчанистой сланцевой свиты нижнего мела. Вкрапленность реальгара и аурипигмента рассеяна вдоль трещин отдельности и по плоскостям сланцеватости глинисто-мергелистых сланцев. Мощность оруденелой части 2,5 м.

Рудопроявление Адрис-хеви расположено в зоне смятия вдоль контакта известковистых песчаников и песчаных черных сланцев. Оруденение имеет штокверковую морфологию. Мощность жилки от нескольких миллиметров до 10 см. Мышьяковые соединения представлены сплошными порошковатыми выделениями аурипигмента и реальгара совместно с арагонитом. Среднее содержание мышьяка до 1%.

В рудовмещающих породах ртутно-мышьяковой формации установлены: медь - 0,0п-0,000п%, цинк - 0,00п-0,п%, свинец - 0,00п-0,000п%, никель - 0,00п-0,000п%, олово - 0,000п-0,п%, кобальт - 0,000п-0,п%, марганец - 0,п-0,0п%, ванадий - 0,00п-0,000п%.

Для характеристики физико-механических свойств рудовмещающих пород мышьякового рудопроявления Замтарети были отобраны пробы (табл. 7).

## Тальк-серпентинитовая формация

Эта формация встречается в пределах северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива, в бассейнах рек Лопанисцкали и Черат-хеви.

Самые древние образования, слагающие рудное поле - палеозойские метаморфиты, обнажающиеся в виде субширотной полосы, протяженностью 14 км и шириной 1,5 км.

В нижнепалеозойских метаморфитах залегает ряд линзообразных тел серпентинитов, обычно небольших размеров, а более крупные из них развиты на участке долины р. Лопанисцкали и с. Чешора.

С серпентинитами связаны тальконосные зоны и месторождения талька, образованные в результате воздействия кислых растворов на серпентиниты. Залегающие среди серпентинитов тальконосные зоны изменчивой мощности включают в себя линзы и гнезда талька.

С.С. Чихелидзе (1958) тальковые месторождения разделил на месторождения, связанные с крупным серпентинитовым телом и приуроченные к контакту серпентинитов с гранитами и на месторождения, залегающие среди метаморфической свиты. К первым из них относятся месторождения Тетри-Миндори, Квашава, Чешора, а ко вторым - Лопанское, Сагорис-геле, Чорчана, Сатибис-сери, Уцлеви и др.

Месторождение Тетри-Миндори представляет жилкообразную залежь северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом  $75-80^\circ$ . Тальковая зона мощностью 18-20 м сложного строения. Средний выход тальковой руды на месторождении 60%.

Месторождение Квашава расположено в 2,5 км от Тетри-Миндори. Здесь тальковая зона приурочена к контакту серпентинита с гранитами и ниже палеозойскими метаморфическими сланцами. Мощность около 40 м. Выход талька 60%.

Чешорское месторождение находится в 3 км к западу от с. Чорчана и представляет собой крутопадающую залежь протяженностью 350-500 м с близширотным простиранием и падением на север. Оно приурочено к контакту серпентинитов с гранитами. Мощность 20 м. Качество месторождения высокое. В рудной зоне тальку обычно сопутствуют перемежающиеся с ним без определенной закономерности тальк-карбонатные породы и оталькованные серпентиниты. Тальковые породы характеризуются большим количеством разновидностей, отличающихся как по внешним признакам, так и по микроструктуре: темно-серовато-зеленый плотный тальк; плотный серовато-зеленый по расщепленному

талек с тонкими пятнами; талек зернистый водный, с более темно-зелеными участками; плотный светло-зеленый талек, расслаиваемый с эмалевидной поверхностью; плотный бледно-серо-вато-зеленоватый талек явно расслаиваемый, тонко ланцеваты светлоселеный просвечивающий талек; листоватый светло-серо-то-зеленоватый, распадающийся при ударе на пластинки; белый "тестовидный"; светлый кремово-белый, иногда зеленоватый; порошковидный белый, легко рассыпающийся; зеленый мягкий и красноватый лимонитизированный талек. Все они содержат карбонат (доломит, магнезит).

Тальковидные серпентиниты - переходные породы от серпентинитов к талькитам, с незавершенным оталькованием.

В серпентинитах встречаются рудные минералы, представленные магнетитом, хромитом и сульфидами; магнетит содержится в виде отдельных зерен или скоплений - до 6%. Сульфиды встречаются в сравнительно небольших количествах в виде мелких вкрапленников пирита, миллерита и полидимита (Т.А. Твалчредидзе). В тальковых породах магнетита мало. Рудные минералы в талькитах представлены магнетитом (иногда до 12%) и редкими сульфидами: пиритом, халькопиритом, марказитом и пентландитом.

В талько-карбонатитах рудные минералы приурочены главным образом к карбонату, при этом содержание магнетита здесь несколько выше, чем в талькитах.

Во вмещающих тальк-серпентинитовую формацию породах спектральными анализами установлены: медь - 0,00п-0,000п%, цинк - 0,0п-0,00п%, свинец - 0,0п-0,000п%, никель - 0,п-0,00п%, кобальт - 0,0п-0,00п%, марганец - 0,п-0,0п%, олово - 0,000п-0,п.

В настоящее время, кроме талька, на месторождении разрабатывается и серпентинит, в качестве строительной крошки и для химического сырья (Тедеев, 1972).

### РУДОСЛАГАЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Описание рудослагающих минералов приводим по их парагенетическим ассоциациям, обособленным в отдельные рудные поля, месторождения и рудные тела. Обособление этих ассоциаций обусловлено стадийностью образования единого, довольно длительного процесса рудоотложения, связанного с конечным этапом развития алышского орогенеза. Стадийность рудоотложения показана на прилагаемой схеме (рис. 21). Вне схемы описаны минералы тальк-серпентинитовой формации.

Лейкоксен встречается в окислительно-окисленных породах, особенно часто в связи с медно-пирротиновой и свинцово-цинковой

ФОРМАЦИИ	Cu-Po	Pb-Zn	Ba	Mn-Fe	Hg-As
лейкоксен					
кварц					
арсенипирит					
пирротин					
пирит					
мельн.-пирит					
марказит					
мельн.-марказит					
халькопирит					
борнит					
тетраэдрит					
теннитит					
буланжерит					
андорит					
гутчинсонит					
эпидот					
хлорит					
серицит					
сколит					
селагонит					
каолинит					
гидрослюда					
пренит					
сралерит					
бюртцит					
галенит					
барит					
битерит					
кальцит					
арагонит					
сидерит					
анкерит					
родохрозит					
магнетит					
якобсит					
браунит					
гаусманит					
гематит					
халцедон					
опал					
агат					
диксит					
кинобарь					
аурипигмент					
реальгар					
цеолиты					

Вторичные минералы: лимонит, гидрогематит, гидрогетит, гетит, пирролюзит, псиломелан, рэнсьеит, бернадит, шамозит, малахит, азурит, тенорит, халькозин, самородная медь, церуссит, свинцовая охра, анлезит, смитсонит, гринокит.



ной рудными формациями, как продукт замещения низкотемпературной разновидности сфена (Гушана, 1969).

Арсенопирит описан Г.П. Барсановым на рудопроявлении Карамани. Зернышки его размером от 0,2 до 0,5 мм приурочены к кварцу. С пиритом арсенопирит образует характерные сростки. Кроме того, он часто наблюдается в виде включений в галените и сфалерите.

Пирротин преобладает в рудах Парского рудопроявления, где образует сплошные агрегаты и вкрапленности в боковых породах.

Пирит в свинцово-цинковых рудах встречается в малом количестве в основном в виде выделений неправильной формы. Реже наблюдается в виде включений в галените и сфалерите. Пирит относительно широко распространен в медно-пирротиновых рудах. Он образует идиоморфные вкрапленники в окорудных породах и сростания со сфалеритом, халькопиритом и кварцем. Иногда раздроблен и сцементирован сфалеритом.

Г.П. Барсанов на Мирткаджинском рудопроявлении описал пирит, образующий в тонких кальцитовых прожилках текстуру ветвящихся звездочек, вследствие кристаллизации по тонким трещинкам спайности кальцита. Кристаллы пирита довольно мелкие и встречаются очень редко.

Мельниковит-пирит, мельниковит-марказит и марказит образуют колломорфные и концентрически зональные текстуры (рис. 22); происхождение обусловлено характером их выпадения из сильно пересыщенных растворов.

Халькопирит образует выделения неправильной формы величиной до 0,5 см. В медно-пирротиновых рудопроявлениях находится в ассоциации пирротина и сфалерита, образуя с ним гипидиоморфнозернистые сростания. Местами наблюдаются прорастания галенита с халькопиритом. Реже он образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите. Минерал нередко покрыт корочками азурита.

Борнит встречается весьма редко в виде каплевидных выделений в галените.

Тетраэдрит описан Г.П. Барсановым на рудопроявлении Раздара-ком в виде изометричных включений в галените и халькопирите. В галените включения располагаются обычно ближе к контакту с зернами халькопирита и кальцита.

Теннантит описан Г.П. Барсановым из Карзманского рудопроявления.

Буланжерит описан А.М. Хабаловым (1968) в виде мелких каплевидных выделений или игольчатых кристаллов в галените.

Андорит (по Т.В. Иваницкому) представляет редкий мине-

рал, приуроченный к галениту, и образует мелкие не превышающие десятых долей миллиметра выделения.

Гутчипсонит установлен С.С. Боришанской в виде мелких (тысячные доли миллиметра) выделений в массе метаколлоидного сфалерита.

Сфалерит образует сплошные выделения небольших размеров, а также мелкую вкрапленность в вмещающих породах. Двойниковая структура порой обнаруживается без травления. Иногда в сфалерите наблюдается распад халькопирита. Т.В. Иваницкий (1963) в сфалеритах выделяет две структурно-морфологические разновидности — почковидные зонально-полосчатые колломорфные сфалериты, окрашенные в светлые цвета с отдельными полосками коричневого цвета и плотные — скрытокристаллические металлоколлоидные сфалериты, также окрашенные в светлые цвета различных оттенков. Им же, с учетом структурно-текстурных особенностей, в сфалеритах выделены три генерации: колломорфной, мелкокристаллический метаколлоидный и метаколлоидный. По данным спектральных анализов в сфалерите отмечается ряд элементов: Cd, Ya, Ye, Hg, CO и др., по-видимому, связанных с кристаллической решеткой сфалерита.

Вюртцит обнаружен рентгеновско-фазовым анализом Т.В. Иваницким, Н.Д. Гварамадзе и Г.В. Цинцадзе (1958) в тесном сростании со сфалеритом, слагающим колломорфные почки и метаколлоидные выделения.

Галенит образует плотные мелкокристаллические массы неправильной формы. Он в большинстве случаев метаморфизован и слагает мелкозернистые агрегаты с гранобластической структурой. По структурно-морфологическим особенностям Т.В. Иваницкий выделил четыре разновидности галенита — крупнозернистый, свинчаковидный, колломорфный с метакристаллической скелетной формой и крестообразные скелетные кристаллы роста с дендритоидными выделениями. Под микроскопом можно наблюдать как галенит замещается англезитом и церусситом. Часто в галените в виде мелких включений фиксируется андорит. Неправильные формы галенита и его многочисленные жилки в сфалерите, халцедоне и кальците, а также реликты названных минералов в массе галенита указывают на более поздний характер выделения галенита. Химические и спектральные анализы в галените обнаружили серебро, железо, медь.

Витерит редкий минерал, встречающийся только в ассоциации с баритом 2. Он образует радиально-лучистые агрегаты и прожилки, секущие барит 1.

Родохрозит редко встречается вместе с кальцитом и бари-

том в виде мелко- и среднезернистых агрегатов коллоидного строения.

Магнетит (якобит) встречается в виде мелких (0,01 мм) вкрапленников и прожилок в сростании с гетитом.

Браунит наблюдается в виде отдельных идиоморфных зерен и небольших скоплений, сопровождающихся гематитом, корродирующим браунит.

Гаусманит распространенный первичный минерал на месторождении, встречается в виде сплошных агрегатов и содержит гематит и кальцит.

Гематит встречается как самостоятельно в виде отдельных кристаллов и скоплений, так и в ассоциации с марганцевыми минералами.

Киноварь образует брекчиевые, вкрапленные и друзовые текстуры. Морфологически можно выделить мелкокристаллическую и землистую разновидность киновари. Первая образует вкрапленники размером в сотые доли миллиметра, вторая — налеты и примазки в гидротермально измененных зонах.

Реальгар и аурипигмент образуют игольчатые кристаллы в кальцитовых жилах, а также налеты и примазки во вмещающих породах.

Кварц — главный нерудный минерал. Встречается как в окологорудно измененных породах, так и в составе жильных руд. В первых он представлен средне- и крупнозернистыми агрегатами гранобластической структуры. Жильный кварц образует скопления неправильной формы; он белого цвета, крупнокристаллический, имеет ячеистую текстуру и включает в себя крупные зерна галенита. Кварц более поздней генерации, сероватый и мелкокристаллический, сечет сульфиды ранней генерации. Весьма своеобразен кварц в низкотемпературных рудопроявлениях. Здесь он наблюдается в виде двух модификаций (Барсанов, 1937). Мелкие округлые образования его приурочены к арагонитовой массе. Другой кварц встречается в виде идиоморфных кристаллов низкотемпературной модификации.

Эпидот образует отдельные зерна и скопления в порфиритовой свите байоса.

Хлорит широко распространен в породах порфиритовой свиты байоса как продукт замещения стекловатой массы, а также темных минералов. В известняках встречается в виде отдельных гнезд и налетов.

Серицит замещает плагиоклаз пород порфиритовой свиты байоса и образует разрозненные мелкие чешуйки.

Сколит выделяется как продукт распада минералов и стек-



Рис. 22. Сфероидальные выделения коллоидного марказита (белые) в массе сфалерита (серые). Аншлиф. Ув. 70х.

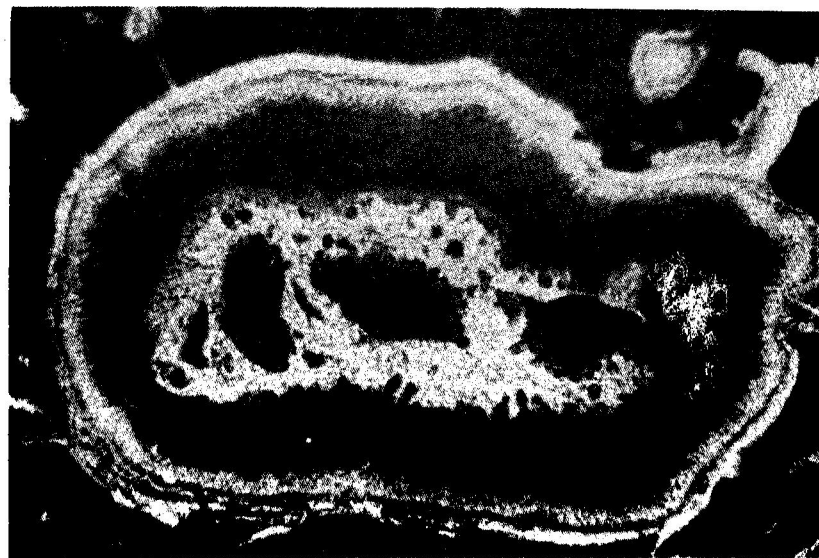


Рис. 23. Мицалина, заполненная карбонатом (1), малахитом (2), сколитом (3), азуритом (4). Шлиф. Ник. II, ув. 70х.

ли пород порфиринов, образует прожилки, гнезда и примазки. Имеет буровато-зеленый или коричневый цвет. Нередко содержит мельчайшие включения рудного минерала. Встречаются с кокардовым строением в центре, с кальцитом и иногда с каолинитом. В сильно измененных порфиритах сколит достигает 50-60%.

Селадонит ярко-зеленого цвета, встречается реже, чем сколит, местами в ассоциации с ним.

Выделения каолинита наблюдаются в миндалинах в ассоциации с карбонатом, сколитом и селадонитом (рис. 23).

Гидрослюда - сложный вторичный продукт распада минералов пород порфириновой свиты, представленной в основном глауконитом, сколитом, селадонитом и другими минералами.

Пренит встречается редко, в основном в виде прожилков.

Барит образует две генерации: барит I - молочно-белый, местами с розоватым оттенком, образует мелко- и среднетаблитчатые скопления и жилы. В зальбандах жил барит обычно массивный, тонкозернистый, а в центральных частях - среднетаблитчатый. Последние часто слагают радиально-лучистые агрегаты. Кристаллы его часто изогнуты и имеют волнистое погасание. В ассоциации с халцедоном и сидеритом нередко цементирует почкообразные агрегаты поздних дисульфидов железа (мельниковит-пирита, мельниковит-марказита и др.). Барит II обычно водяно-прозрачный, бесцветный или молочно-белый; образует крупнотаблитчатые выделения в пустотах барита I, а также жилы, секущие барит I и почкообразные агрегаты дисульфидов железа.

Кальцит вместе с кварцем слагает основную жильную массу руд. Он образует крупно- и среднезернистые агрегаты, зерна которых обладают тонкой двойниковой штриховкой и явно выраженной спайностью по ромбоэдру. Наблюдается в виде трех генераций: первая - крупнозернистая, с хорошо развитыми ромбоэдрами; вторая - скаленоэдровая, обычно развитая на стенках мелких жезд; третья - мелкозернистая, пелитоморфная, нарастающая на выделения первых двух генераций.

Арагонит ассоциирует с мышьяковыми минералами в жилах. Представлен плотными радиально-лучистыми выделениями с кристаллами длиной до 1,5 см.

Сидерит образует прожилки и мелкоагрегатные скопления с халцедоном, галенитом, сфалеритом и пиритом.

Анкерит в ассоциации с кварцем, серицитом и пиритом образует аллотриоморфные агрегаты.

Халцедон встречается в виде двух генераций: ранней - в околорудноизмененных силифицированных породах и поздней в

срастаниях с метакolloидным сфалеритом, образуя тонкодисперсные смешанные агрегаты.

Опал и агат в ассоциации с халцедоном образуют мелкозернистые неправильной формы выделения.

Диксит участвует в составе ртутной руды, местами в значительном количестве и в срастаниях с карбонатом.

Цеолиты встречаются в основном в гидротермально измененных зонах в виде прожилков и отдельных скоплений. Иногда вместе с кальцитом заполняют трещины и миндалины.

Псилоомелан встречается в виде почковидных лучистых агрегатов, в ассоциации с гетитом и другими гидроокислами железа.

Пирролюзит образует срастания с псилоомеланом и другими гидроокислами железа, встречается редко.

Гетит тонкоигольчатого строения, встречается вместе с псилоомеланом, пирролюзитом и гидроокислами железа.

Другие вторичные железо-рудные минералы образуют тонкие взаимопрастания, обычно коломорфных текстур.

Малахит, азурит, тенорит, халькозин и самородная медь проявлены весьма редко, преимущественно на рудопроявлениях медно-пирротиновой формации.

Церуссит, свинцовая охра, англезит, смитсонит - развиты весьма слабо, спорадически встречаясь на месторождениях и рудопроявлениях свинцово-цинковой и барит-полиметаллической формации.

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Приведенный в предыдущих главах материал, с учетом новых данных по металлогеническому районированию В.И. Смирнова, Г.А. Твалчрелидзе и др., позволяет пополнить представление об условиях формирования эндогенных месторождений Юго-Осетии, освещенных в работах Г.М. Гогоберидзе (1949), Т.В. Иванниченко (1951), А.М. Хабалова (1968), М.Н. Джапаридзе (1965) и др.

Изучение структур рудных полей, текстурно-структурных особенностей руд, их вещественного состава и околорудных изменений позволяет выделить две разновозрастные группы месторождений. Они представлены тальк-серпентинитовой формацией, связывающейся с верхнепалеозойским магматизмом и сложным комплексом руд - медно-пирротиновой, свинцово-цинковой, барит-полиметаллической, барит-кальцитовой, железо-марганцевой и кварцево-ртутно-мышьяковой формацией, связанных с позднорезаным этапом алпийской складчатости.

Формирование талк-серпентинитовых месторождений генетически и пространственно связано с серпентинитами и образовано в результате воздействия кислых растворов. Процесс серпентинизации обусловлен автометаморфизмом, а связан с доступом постмагматических растворов кислых магм. Следует отметить, что этот процесс сопровождался рассеянной минерализацией сульфидов никеля (пентландит).

Формирование руд комплекса, связанного с позднеорогенным этапом, многостадийное. В начальной стадии образовались руды медно-пирротиновой формации, контролируемые зонами дробления и расщепления, объединяющиеся в отдельные разломы регионального характера в южной периферии Часавальско-Рибисской кордильеры (Валь-хох, Меписадгоми, Верхний Теделети и др.). В эту группу входят также рудопоявления Паро и Мугута, генезис которых проблематичен. Возможно, здесь мы имеем вулканические выбросы рудных глыб.

В следующую стадию образовались наиболее интересные в промышленном отношении руды свинцово-цинковой низкотемпературной формации, широко развитые в Эрцо-Квайсинском рудном поле. По структурно-морфологическим особенностям, текстурно-структурным признакам, характеру околорудных изменений и минералогическому составу руды этой формации относятся к низкотемпературным образованиям малых глубин. Они образуют жилы сложной формы в тектонических трещинах байосских порфиритовых пород и мощные метасоматические залежи, развитые в верхнеюрских массивных известняках.

Обращает на себя внимание рудопоявление Хихата, развитое в внутриформационных трещинах массивных известняков и напоминающее эпитермальное-телетермальное оруденение.

Месторождения барит-полиметаллической формации широко развиты в основном в байосских порфиритах Гагрско-Джавской и Окрибско-Хреитской зоны и по размерам значительно уступают месторождениям свинцово-цинковой формации. Контролируются зонами брекчирования, дробления и трещинами скола и отрыва. Ведущими рудослагающими минералами являются барит, сфалерит темного цвета, редко коломорфного строения.

По данным А.М. Хабалова (1968), температура образования руд данной формации 150–160°, а глубина формирования 0,5–1,5 км.

Барит-кальцитовая формация характеризуется простым составом с доминированием сульфата бария. Температура образования низкая, глубина близповерхностная. Баритсодержащие жилы контролируются кулисообразно расположенными трещинами скола и отрыва.

Желозо-марганцевая низкотемпературная формация имеет незначительное развитие и приурочена в основном к верхнеюрским массивным известнякам и реже к породам порфиритовой свиты. В известняках она образует метасоматические залежи неправильной формы, осложненные супергенными процессами. Процесс завершается оруденением ртутно-мышьяковой формации, развитой преимущественно в луситанских известняках, образуя рассеянную вкрапленность и прожилки в зонах интенсивного дробления.

Как правило, ртутное и мышьяковое оруденение пространственно обособлено в виде штокверковых рудопоявлений, обычно незначительного размера. Изучение ореолов рассеяния указывает на тяготение минерализации данной формации к молодым лавовым образованиям. В отношении закономерностей распределения эндогенных месторождений Юго-Осетии отметим, что рассматриваемая территория по схеме металлогенического районирования Г.А. Твалчрелидзе (1961) выделена как Юго-Осетинский рудный район, охватывающий восточную часть Гагрско-Джавской зоны, именуемой П.Д. Гамкрелидзе Часавальско-Рибисской кордильерой.

Ввиду того, что часть месторождений Юго-Осетии встречается за пределами Гагрско-Джавской зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, концентрируясь в пределах Окрибско-Хреитской зоны и зоны Дзирульского поднятия Грузинской глыбы, целесообразно выделить его как самостоятельный Чорчанско-Дзагинский рудный район (Дзагинский рудный узел, по В.В. Панцулая). В таком случае наименование первого следует изменить на Эрцо-Джеджорский рудный район.

Оба рудных района мы объединяем в Юго-Осетинскую металлогеническую субпровинцию. Каждый из этих районов подразделяется на отдельные рудные поля и месторождения. В Эрцо-Джеджорском рудном районе выделяется:

1. Квайсинское рудное поле, обособленное в центральной части рудного района, охватывающее участки кручения Цедис-Ахсарджинской и Чордско-Сохтинской антиклинали, включая эксплуатируемое свинцово-цинковое месторождение Квайса и баритовое месторождение Кауата (Хардисар) и ряд рудопоявлений барит-полиметаллического состава – Скаткомское, Тельнарское, Мирткаджинское, Донджинское и др. Здесь же находится Вальхохское проявление.

2. Чордское рудное поле находится в западной части данного рудного района, приурочено к западному искривленному участку Чордско-Сохтинской антиклинали. Оно включает в себя



Чордское баритовое месторождение — одно из крупнейших источников высококачественного баритового сырья Грузии.

3. Эрцо-Сохтинское рудное поле объединяет ряд свинцово-цинковых (Эрцо, Сохта, Хяхата) и ртутно-мышьяковых (Эрцо, Замтарети, Кемульт, Абано и др.) рудопроявлений, сконцентрированных в местах ундуляции Чордско-Сохтинской антиклинали и Рибисской синклинали, сложенных рядом дизъюнктивных дислокаций, значительная часть которых уходит под флишевый надвиг.

4. Раро-Мугутское рудное поле с одноименными проявлениями медно-пирротиновых руд, занимающее крайнюю восточную часть данного рудного района, где порфиритовая юра заканчивается клинообразно.

В Чорчанско-Дзагинском рудном районе четко обособлены: Дзагинское (Дзагинское, Мухаверское, Гадегинское, Телегинское, Тбетское, Додотское, Бостанское, Пучнарское) и Карзманское (Карзманское, Теделетское, Джалабетское, Синагурское) рудные поля с полиметаллическим оруденением, а также Чорчанское рудное поле тальковых месторождений (Чорчана, Тетриминдори, Квашава, Чешора).

За пределами отмеченных рудных полей имеется несколько ртутно-мышьяковых рудопроявлений и ртутных аномалий, выявленных штиховым опробованием. К ним относятся проявления мышьяка по рр. Кешельта-дон и Адрисхеви, ртутные аномалии — Камдонское в истоках р. Б. Лиавхи, Пачурское — в верховьях р. М. Лиавхи и Навтис-хеви в истоках р. Ксани, а также проявления киновари Гомула, Гоми, находящиеся к северо-западу от изученной территории уже за пределами Юго-Осетинской рудной области вблизи с. Уцера, в зоне флишевого надвига на порфиритовую юру.

Следует отметить, что Юго-Осетинская рудная область входит в состав Гагрско-Джавской металлогенической зоны Южного склона Главного хребта, одной из перспективных в отношении барит-полиметаллического оруденения.

В пределах Юго-Осетии Часавальско-Рибисская кордильера наиболее интересна тектонически и в рудном отношении, так как здесь сконцентрированы промышленные барит-полиметаллические месторождения и перспективные проявления ртути. Она интенсивно дислоцирована складчато-разрывными нарушениями, контролирующими проявления альбитофиров и барит-полиметаллическое оруденение.

Большое число разновременных и разнохарактерных по движению блоков дизъюнктивных нарушений приурочено к Сханарско-Надарбазевскому синклинию, особенно в той его части, где фиксированы нагибы и кручения складок.

Наиболее интенсивен и сложен разлом, контролирующий оруденение Квайса-Надарбазевского полиметаллического месторождения. Он представлен сливающимися на глубине "Северным" и "Южным" взбросами и помещенным между ними клином порфиритовых рудоносных массивных известняков, "протолкнутым" по П.Д. Гамкрелидзе, на юг надвигающимся с севера байосом. Установлено до меловое заложение и дальнейшее постмеловое, а также постэоценовое развитие взбросов. Поперечное направление нарушения фиксируется на Часавальско-Фасгарском участке, где выделяются Засетикауский сброс с опущенным восточным крылом, с вертикальной амплитудой до 400 м.

Сложной системой продольных дизъюнктивных нарушений характеризуется участок восточного окончания складок, включающий в себя Эрцо-Сохтинское рудное поле с барит-полиметаллическим и ртутным оруденением, а также западное окончание складок, где развито Чордское баритовое рудное поле.

Низкотемпературные ртутно-мышьяковые оруденения контролируются зоной влияния глубинного разлома, в значительной своей части перекрытого надвинутым с севера флишевым покрывом. С учетом периодичности интенсивных тектонических складчатых движений здесь выделяются: ранне- и среднеюрский этажи; позднеюрский-раннепалеогеновый этаж, подразделяющийся на позднеюрский, меловой и раннепалеогеновый подэтажи; позднеэоцено-олигоценый этаж. Между указанными структурными этажами намечаются региональные стратиграфические и структурные несогласия. Следует отметить, что все месторождения и рудопроявления свинцово-цинковой и барит-полиметаллической формаций приурочены пространственно к нижнему, частично среднему, структурным этажам, а низкотемпературная ртутно-мышьяковая формация — сквозная, проявлена во всех трех структурных этажах, местами приурочиваясь к междуэтажным структурным несогласиям.

Проявленные в Часавальско-Рибисской кордильере рудные формации характерны для металлогении вулканогенных геосинклиналей (Твалчрелидзе, 1972).

Местия-Тианетская зона, граничащая с севера с Часавальско-Рибисской кордильерой, сложно дислоцирована. В ней встречены лишь незначительные проявления мышьяка, в виде жилков, вкрашенностей и примазок (Адрисхеви и Кешельта-дон), приуроченные к внутриформационным разрывам флишевых осадков и проявления киновари в штихах, установленные вблизи молдов (верхний палеоцен-четвертичных) лавовых излияний андезитов и дацитов, со своей стороны увязывающихся с разломами палеогенового заложения. Эти низкотемпературная рудная формация,



но имеющая видимой связи с магматизмом, типична для поздней орогенной металлогении. Рачинско-Осетинская шовная зона представляет интенсивно деформированную грабенообразную структуру — синклиналь с крутыми крыльями, заполненную в основном неогеновыми молассового типа отложениями.

В пределах шовной зоны рудопроявлений, за исключением киновари, а также марказитовой минерализации в сарматских отложениях по Суардком-дон у курорта Джава не фиксировано.

Грузинская глыба в пределах изученной территории представлена восточными частями Окрибско-Хреитской и Дзирульской зон поднятия, подразделяющимися на Сурамско-Джавскую моноклиналь, Тирифонский прогиб и Северо-Картлийский дислоцированный борт.

Окрибско-Хреитская зона, ограничивающаяся с севера Рачинско-Осетинской шовной зоной, а с юга — Дзирульской зоной поднятия, сложена совершенно сходными с Гагрско-Джавской зоной вулканогенными образованиями байоса и характеризуется аналогичными барит-полиметаллическим и медно-колчеданным оруденением.

В северо-восточной периферии зоны Дзирульского поднятия к контакту гранитов с серпентинитами приурочены только вые месторождения Чорчанской группы, а сами серпентиниты никеленосны.

В геологическом развитии и формировании сложных структур территории Юго-Осетии существенную роль сыграли батская, андийская, австрийская, субгерцинская, ларамисская, триалетская, штирийская и аттическая орогенические фазы. Особенно интенсивными были триалетская и аттическая фазы складчатости вызвавшие окончательное формирование структур данного региона. Благодаря верхней плиоценовой и нижнечетвертичным тектоническим движениям происходит дальнейшее воздымание всей системы Большого Кавказа, сопровождающееся дополнительной складчатостью и активностью вулканизма.

Магматический контроль оруденения проблематичен. Генезис оруденения барит-полиметаллической формации принято увязывать с секущими порфиритовую юру дайками и штокообразными телами кварцевых и бескварцевых альбитофиров и гранодиоритов. Они приурочены к крутопадающим тектоническим нарушениям преимущественно субширотного, реже меридионального протирания, концентрируясь в узлах сопряжения крупных разрывов и осей складок или же в местах осложнении продольных складок поперечными. Относительно крупные (1,0 x 0,0 км) штокообразные тела альбитофиров (участки **Виль-кок**) и гранодиоритов (участок г. Хихата) вытянуты вдоль региональных разрывов субши-

ротного простирания.

Г.С. Дзодендзе (1948) альбитофиры рассматривал как жильную фацию батских гранитоидных интрузий, а Г.А. Твалчредидзе (1961) отнес их к постскладчатым образованиям кimmerийского цикла, охватывающего верхнюю юру и нижний мел. А.М. Хабалов считает их верхнеюрскими.

Однако приуроченность даек и штокообразных тел альбитофиров и гранодиоритов к региональным разрывам, секущим под острым углом сильно сжатые складчатые структуры, позволяют допустить, что они являются явно более молодыми образованиями, увязывающимися, по всей вероятности, с наиболее мощными для данной зоны триалетской или аттической фазами складчатости. Не исключена возможность, что они синхронны во времени с альбитофирами смежных северных зон складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, на что указывает сходство их петрохимической природы.

Вопрос возраста изученного комплекса руд до сих пор остается спорным. Учитывая приуроченность всех рудных тел этого комплекса (по всем признакам являющихся близповерхностными средне- и низкотемпературными образованиями) к явно молодому дизъюнктивам, косо секущим сильно сжатые складчатые структуры, а также новые данные по структуре Чордского рудного поля (Надирадзе, 1969) и геохимические критерии возраста ртутно-мышьяковой минерализации (Церцвадзе, 1972), приходим к заключению о молодом возрасте оруденения.

Определение аргонового возраста (Рубинштейн, Гуниава и др., 1970, 1971) околорудных сколитов Квайсинского свинцово-цинкового и баритового месторождений показало, что возраст сколита из контакта порфиритовой свиты байоса с верхнеюрскими известняками  $25 \pm 3$  млн. лет, а из верхнеюрских известняков  $29 \pm 3$  млн. лет (более раннее определение 1970 г. дало цифру  $13 \pm 3$  млн. лет); из баритовых руд в порфиритах байоса  $23 \pm 3$  млн. лет. Цифры показывают, что оруденение миоценового возраста, при этом образование барита более позднее. Это соответствует данным Н.Ф. Шония (1959) и подтверждается нашими наблюдениями.

Что касается оруденения низкотемпературных кварцево-ртутно-мышьяковых формаций, вероятно, оно более молодое, связанное с плиоцен-четвертичным вулканизмом, подводными каналами которого были глубоко заложены разломы.

Генезис талька и серпентинитов увязывается с процессами становления герцинских ультрабазитов, сопровождающихся явлениями аутометаморфизма и гранитоидов аллометаморфически воздействовавших своими постмагматическими растворами на

ультрабазиты.

С учетом вышеизложенного в первую очередь отметим, что различные типы рудных формаций обнаруживают вертикально-зональное распределение как в отношении общей стратиграфической колонки, так и выделенных здесь структурных этажей. Это относится первым делом к эндогенным рудным формациям Эрцо-Джеджорского рудного района, наиболее перспективного в пределах Юго-Осетии. Относительно высокотемпературная медно-полиметаллическая (иногда с пирротином) колчеданного типа рудная формация (Раро, Мугута, Валь-хох) приурочена к низам рудного структурного яруса, охватывая нижние горизонты байосской вулканогенной толщи или верхи глинисто-песчанистой-сорской свиты.

Баритовые залежи (Чорды, Каута, Нижняя Квайса) барит-полиметаллических руд (Раздаран-ком, Скаты-ком, Тельнари) приурочены преимущественно к средним горизонтам вулканогенного байоса, представленного авгит-плагиоклазовыми, реже плагиоклазовыми порфиритами и их пирокластолитами.

Формации свинцово-цинковых низкотемпературных руд (Квайса, Эрцо, Хихата) тяготеют к верхам байосской вулканогенной толщи и к лузитанским рифовым массивным известнякам.

Низкотемпературная кварцево-ртутно-мышьяковая формация сквозная, она фиксируется на всем интервале стратиграфического разреза, начиная от байосских вулканогенов и лузитанских известняков, кончая верхнеэоценовыми отложениями "дикого флиша".

Тальк и серпентиниты в значительной своей части никеленосны, приурочены к породам кристаллического фундамента в восточной части зоны Дзирульского поднятия.

Анализ материала по металлогении рудной области Юго-Осетии показывает, что в распределении оруденения здесь доминировали структурные факторы. Особенно это относится к Эрцо-Джеджорскому рудному району, где главным рудоподводящим каналом является глубинный разлом, развитый несколько севернее линии флишевого надвига, почти полностью перекрывающего его. С глубинным разломом, по-видимому, сочленяются на глубине оперяющие продольные и поперечные рудоконтролирующие (рудораспределяющие и рудовмещающие) дизъюнктивы. На план их распределения резко влияли предшествующие складчатые дислокации, особенно места их осложнения-изгибы в плане и по осевой плоскости, а также виграции и ундуляции складок.

С учетом сказанного в Эрцо-Джеджорском рудном районе, потенциальные возможности которого в отношении выявления но-

вых месторождений далеко не исчерпаны, поиски крупного масштаба следует вести в первую очередь по профильным линиям - полотноам, шириной 2-3 км субмеридионального направления, проходящим через Сирх-Леберта-Квайса, Рибиса-Эрцо и Чорди-Скаты-ком. Поиски следует вести и в северной части Часавальско-Рибисской кордильеры, перекрытой Учерско-Павлеурским шарьяжем, в первую очередь в полосе продолжения Квайсинской рудоносной структуры. Для поисков здесь должен быть использован комплекс геофизических методов разведки и бурения структурных скважин.

Полоса под надвинутым покровом флиша, вблизи намечающегося П.Д. Гамкрелидзе глубинного разлома, перспективна и в отношении ртутно-мышьякового оруденения, обычного спутника структур глубокого заложения.

В Чорчанско-Дзагинском рудном районе структурный контроль менее отчетлив. На Дзагинском и Карзманском рудных полях контролируемыми могут служить субширотные зоны смятия и зоны повышенной трещиноватости, сопровождающиеся интенсивной пропилитизацией пород вулканогенного байоса, местами с заметной импрегнацией пирита. Поиски здесь должны производиться и в завуалированных третичными осадками вулканогенных породах байоса восточнее Дзагинского рудного поля.

В пределах Грузинской глыбы - в зоне восточной части Дзирульского поднятия на флангах Чорчанской тальковой зоны, увязывающейся с герцинскими гранитоидами, залегающими среди кристаллических сланцев фундамента в виде мощных жилкообразных тел, следует искать никеленосные серпентиниты и проявления талька. С этой целью на западном продолжении зоны необходимо провести крупномасштабную структурно-литологическую съемку, с применением геохимических методов исследования первичных ореолов рассеяния (следует провести металлометрическую съемку никеленосных серпентинитов с целью их прогнозной оценки), а на восточном фланге, где кристаллические породы массива перекрыты палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями, поиски следует вести картировочно-структурным бурением и геофизическими методами. Восточнее, уже в Мухранско-Тирифонской подзоне, палеогеографически являющийся, по всей вероятности, восточным продолжением Чиатурского марганценового бассейна, в погребенных олигоценовых осадках возможны залежи марганцевых руд.

Специального внимания заслуживает Раро-Мугутское рудное поле, развитое в пределах байосских вулканогенных образований, ограниченных с юга шовной зоной, а с севера - надвиго-

вой линией флишевого покрова. Проведением структурно-поисковых скважин по двум-трем поперечным профилям выяснена ясность в вопрос генезиса и оценки медно-полиметаллического оруденения данного рудного поля.

На предлагаемой металлогенической схеме (рис. 24) показаны структурные этажи, формации пород и руд с соответствующим возрастным и формационным подразделением, морфологические типы месторождений с указанием ориентации рудных тел, генетические типы оруденения, температурные условия и глубина образования месторождений, их металлогенический тип, размеры. В прогнозных обозначениях выделены площади для первоочередных (густая штриховка) и перспективных поисково-разведочных работ.

#### Л и т е р а т у р а

- Авалиани Г.А. Марганец. Природные ресурсы Груз. ССР. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., вып. 16, "Мецниереба", Тбилиси, 1968.
- Барсанов Г.П. К минералогии Юго-Осетии. Изд-во АН СССР, 1937.
- Бендукидзе Н.С. Стратиграфия - верхняя юра. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. 1. Геологическое описание. "Недра", М., 1964.
- Варсимашвили Э.В. О расчленении нижнемеловых терригенных флишевых отложений Шовско-Пасанаурской подзоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Сообщения АН СССР, 67, № 2, 1972.
- Вассоевич Н.Б. Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии. Тр. СОПС. Производит. силы Юго-Осетии, сб. II, сер. Закавказье, вып. 4, 1932.
- Гамкрелидзе П.Д. Новые данные по тектонике Квайсинского района. Сообщения АН СССР, т. XI, № 2, 1950.

- Гамкрелидзе П.Д. Тектоника. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. 1. Геологическое описание. "Недра", М., 1964.
- Гогоберидзе Г.М. Минералогия Верхнеквайсинского месторождения. Автореферат канд. дисс., Тбилиси, 1949.
- Гуниава В.Д. Сколитсодержащие околорудные метасоматиты Аджарского района. Сообщения АН СССР, № 3, 1968.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. ГИН АН СССР, Монографии, № 1, 1948.
- Джанелидзе А.И. Материалы для геологии Рачи (на груз. яз., резюме франц.). Бюлл. Тифл. ун-та, т. У1, Тифлис, 1926.
- Джапаридзе М.Н. Некоторые вопросы трещинной тектоники Квайсинского свинцово-цинкового месторождения. Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрограф., минер. и геохимии АН СССР, вып. 82, 1962.
- Джапаридзе М.Н. Об условиях локализации обогащенных участков рудных тел на Квайсинском рудном поле (на груз. яз.). Тр. ПИ, № 3 (101), 1965.
- Загю Т.Н. О минеральном составе железомарганцевых руд Цедисского месторождения. Тр. ПИ им. В.И. Ленина, № 2 (87), Тбилиси, 1963.
- Иваницкий Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии, Тбилиси, 1963.
- Кихадзе И.Р. Грузия в юрское время. Тр. ИГ АН СССР, сер. геол., т. III (УИ), 1947.
- Лалиев А.Г. Майконская серия Грузии. "Недра", М., 1964.
- Лурье Л.М. Метасоматическая зональность околорудно измененных пород Замбаракского месторождения. "Геология рудных месторождений", № 1, 1963.

- Майсадзе Ф.Д. Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований между-  
чья Риони и Лиахви. Автореферат канд. дисс.,  
1970.
- Мачавариани О.И. Некоторые особенности геологического строения Сохта-Абанойского поля. Техническая информация, Геология, № 2, 1972.
- Надирадзе В.В. Структурные условия формирования Чордско-  
го баритового рудного поля. Автореферат канд.  
дисс., Тбилиси, 1968.
- Наковник Н.И. Определение количественного изменения веще-  
ства при гидротермальном метаморфизме. Зап.  
Всесоюз. минералогич. об-ва, ч. 87, вып. 4,  
1958.
- Нижарадзе Н.В. Об Эрцойском ртутном рудопроявлении. Тр.  
ПИ, № 2, (87), 1963.
- Пайчадзе Т.А. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложе-  
ний верховьев р. Квирила. Автореферат канд.  
дисс., Тбилиси, 1970.
- Рубинштейн М.М., Гогишвили Б.И., Гуниава В.А.,  
Насидзе Г.И., Хуцаидзе А.Л. Результаты  
определения абсолютного возраста некоторых  
рудных месторождений Грузии по продуктам  
околорудных изменений. Изв. АН СССР, № 5,  
1968.
- Смирнов В.И. Очерки по металлогении. Госгеолтехиздат, М.,  
1963.
- Смирнов Г.М. Геологическое описание части Рачинского уез-  
да Кутаисской губернии. Мат. по геол. Кавказа  
(сер. 3), 1909.
- Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. Тбили-  
си, 1960.
- Твалчрелидзе Г.А. Металлогеническая характеристика глав-  
ных типов эвгеосинклиной. "Сов. геология"  
№ 12, 1972.
- Твалчрелидзе Г.А., Твалчрелидзе Т.А. Минералогия  
Квайсинского месторождения. КИМС, Тбилиси,  
1948.
- Тодеев Ф.А. Геологическое строение и условия образования  
талковых месторождений Цолисской группы.  
Автореферат канд. дисс., Баку, 1972.
- Хабалов А.М. Некоторые особенности геологического строе-  
ния и закономерности размещения барито-поли-  
металлических и свинцово-цинковых месторожде-  
ний района верховьев рек Квирила, Джджора  
и Паца. Автореферат канд. дисс., М., 1968.
- Хирашвили Г.И., Джапаридзе М.Н. Некоторые особенности  
строения района среднего течения р. Джджора.  
Тр. ПИ, № 2, 1963.
- Цигарели А.Л. Верхний мел Грузии. Изд-во АН ГССР, Тбили-  
си, 1954.
- Чочелашвили И.Д. Литология верхнемеловых флишевых от-  
ложений между речья Лиахви-Арагви. Сообщ. АН  
ГССР, 71, № 2, 1973.
- Чихелидзе С.С. Тальк. Природные ресурсы Груз. ССР. М.,  
1939.
- Шония Н.Ф. О возрасте баритового оруденения Западной Гру-  
зии. Сб. тр. ГИН АН ГССР, 1959.
- Эристави М.С. Грузинская глыба в нижнемеловое время.  
Изд-во АН ГССР, Тбилиси, 1952.

З.В.ОТХМЕЗУРИ

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ  
АБХАЗИИ

Методы формационного анализа рудных месторождений в настоящее время приобрели большое значение в металлогенических исследованиях, ставящих своей целью познание закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых и разработку научных основ их прогнозирования. Как известно, в основу металлогенических исследований положен глубокий и всесторонний анализ процессов осадконакопления, магматизма, тектоники и рудообразования в связи с историей геологического развития определенных участков земной коры.

Основная задача формационного анализа эндогенных месторождений — обоснование и разграничение рудных формаций и взаимосвязанных рядов рудных формаций, и на основании сравнительного изучения выяснение их закономерных соотношений в пространстве и во времени, выяснение геологических условий, определяющих появление месторождений различных рудных формаций и прогноз вероятных типов оруденения.

Разные исследователи в понятие "рудная формация" вкладывают различный смысл. В настоящей работе под рудной формацией мы понимаем группу рудных месторождений и проявлений с устойчивым или закономерно меняющимся минеральным составом, принадлежащих к одному генетическому типу и образовавшихся в сходных геологических условиях. Месторождения и рудопроявления одной рудной формации по времени образования соответствуют определенному этапу минерализации, отличаются набором стадийных минеральных ассоциаций и могут быть различного возраста.

Р.М. Константинов (1972, 1973) среди рудных формаций выделяет простые и сложные (переходные). К последним относятся месторождения с совмещенным минеральным составом и геологическими условиями нахождения, характерных для месторождений простых рудных формаций, но образовавшихся в результате единого процесса, происходившего без значительных перерывов во времени. Эти сложные рудные формации являются как бы связывающими звеньями между простыми и обычно многометалльными.

В условиях пространственного совмещения двух или нескольких рудных формаций, образующихся на различных этапах геологического развития, возникают рудные комплексы или поли-

формационные оруденения. Рудные формации, образующие рудные комплексы, могут быть различного генезиса и возраста. К полиформационному типу оруденения можно отнести массивные согласные залежи медно-пирротиновых руд в глинисто-песчанистой свите лейаса, представляющие собой совокупность гидротермально-осадочных, сингенетических залежей серного колчедана с наложенной пирротин-полиметаллической минерализацией.

На основании вышеизложенного рудные месторождения и проявления Абхазии можно объединить в следующие три основные рудные формации и комплексы: серноколчеданно-медно-пирротин-полиметаллический рудный комплекс, состоящий из серноколчеданной, медно-пирротиновой и полиметаллической формации; барит-полиметаллический комплекс, состоящий из баритовой, свинцово-цинковой жильной и свинцово-цинковой стратиморфной формаций; ртутная формация.

Помимо отмеченных основных рудных комплексов и рудных формаций в пределах Абхазии развиты: скарново-магнетитовая формация (в ущельях рр. Санчар и Белая) и кварц-редкометаллическая формация, связанная с Келасурским гранитоидным интрузивом батского возраста. Они распространены в Абхазии весьма ограниченно и фиксируются в виде мелких выходов маломощных жил и шлиховых ореолов.

Эндогенные месторождения и рудопроявления встречаются главным образом в высокогорной Абхазии, поэтому в настоящей работе рассмотрены геологическое строение и закономерности размещения эндогенных рудных формаций северной части Абхазии.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
СТРОЕНИЯ

Геолого-структурные особенности рудных тел, месторождений и рудных полей в пределах рудоносных провинций во многом зависят от их позиций в структурных этажах, отражающих определенный этап развития отдельных участков земной коры (Вольфсон, Лукин, 1968).

В настоящее время структурным этажом считают толщи горных пород различного стратиграфического объема, связанные единством структурного плана, специфическими формами тектонических нарушений, определенным типом магматизма и метаморфических изменений. Структурные этажи обычно отделяются друг от друга региональными угловыми несогласиями (Справочник... 1970).

В разных геотектонических зонах, имеющих различную историю геологического развития, в зависимости от тектонической



эволюции, количество и стратиграфический объем структурных этажей могут быть разными.

Проведенные за последние годы сотрудниками Геологического института АН СССР и Грузинского производственного геологического управления комплексные геологические исследования в Абхазии позволили по-новому осветить вопросы истории геологического развития отдельных областей исследуемой территории, создать несколько отличающуюся от существующих, схему тектонического районирования – выделить в пределах Абхазии четыре зоны, а в отдельных зонах – структурные этажи (Адамия, Абесадзе и др., 1972).

В северной части Абхазии расположена зона Главного хребта Большого Кавказа, представляющая собой западный отрезок центральной подзоны воздымания антиклинория Большого Кавказа. Она представляет собой область герцинской консолидации, очень сильно переработанную альпийским тектогенезом, и сложена структурными этапами: герцинским и раннеальпийским.

К югу от нее располагается зона Южного склона Большого Кавказа – палеозойско-мезо-раннекайнозойская геосинклиналь, претерпевшая консолидацию в позднеальпийское время. В пределах отмеченной зоны обнажаются аспидная формация нижней юры, спилит-порфириновая формация байоса и карбонатно-терригенный субфлиш бата – верхнего мела, слагающие единый структурный этаж. Зона Южного склона в пределах Абхазии, по данным Ш.А. Адамия, Г.Н. Абесадзе и др. (1972), охватывает Чхалта-Лайлинскую зону и северную часть Гагрско-Джавской зоны, выделенную П.Д. Гамкрелидзе (1959).

Зона Предгорий, представляющая собой переходную зону между складчатой системой Южного склона и Грузинской глыбой, является также областью герцинской консолидации, сильно переработанной ранне- и среднеальпийским тектогенезом. В основании разреза здесь залегает метаморфический комплекс герцинского структурного этажа. Он несогласно перекрыт породами раннеальпийского структурного этажа, представленными аспидной формацией нижней юры. Среднеальпийский этаж в пределах зоны Предгорий представлен карбонатной формацией верхней юры и мела и терригенной аркозовой формацией нижнего палеогена. Зона Предгорий соответствует части подзоны северной порфириновой юры и северной части Абхазской подзоны известняков верхней юры и мела Гагрско-Джавской зоны П.Д. Гамкрелидзе (1964).

Наиболее южная, Абхазская зона Грузинской глыбы соответствует южной части Гагрско-Джавской зоны, Сочинской и Гудаутской подзонам П.Д. Гамкрелидзе (1964, 1968). Раннеальпийский структурный этаж (нижняя и средняя юра) в Абхазской зо-

не Грузинской глыбы обнажаются лишь местами. Он несогласно перекрыт верхнеюрскими отложениями средне-альпийского структурного этажа (верхняя юра – нижний палеоген). Позднеальпийский этаж представлен верхнепалеоген-антропогенными моласса-ми.

### Стратиграфия

Наиболее древние образования высокогорной Абхазии – палеозойские метаморфические и кристаллические формации герцинского структурного этажа, обнажающиеся в основном на водораздельной части Большого Кавказа и представленные амфиболитами, кварцевыми диорит-гнейсами, плагиогранитами и кристаллическими сланцами (Чхотуа и др., 1968).

Породы герцинского структурного этажа обнажаются также в ущелье р. Ацгара в виде тектонического клина (Дудаури, Кецховели и др., 1973) и образуют мелкие выходы в ущельях рек Шоудиди и Джампал.

Аспидная (сланцево-песчанистая) формация нижней юры, слагающая верхний структурный этаж в зоне Главного хребта, является составной частью единого палеозойско-раннекайнозойского структурного этажа в зоне Южного склона и обнажаются в низах раннеальпийского структурного этажа зоны Предгорий (Центральная Абхазия).

Аспидная формация в пределах Абхазии расчленена на 6 свит, большинство из которых охарактеризовано фаунистически (Беридзе и др., 1972).

Лашипсинская свита (синемюр-плинсбах, мощность до 600 м) представлена трансгрессивными, преимущественно псефитовыми и псаммитовыми отложениями, чередующимися с пачками песчано-алевритистых глинистых сланцев.

Авадхарская свита (плинсбах-домер, мощность до 500 м), согласно залегающая на лашипсинской, сложена лавокластолитами и лавами кварц-кератофирового состава, туфами и мелкообломочными туфобрекчиями спилитовых порфиритов.

Ацгарская свита (домер-нижний тоар, мощность до 1000 м), согласно продолжающая авадхарскую, представлена однородными аспидно-глинистыми сланцами с редкими прослоями пелитистых шлевролитов. Они содержат мелкие конкрециеподобные выделения сидерита и пирита. В Восточной Абхазии, в верховьях р. Кодори в низах ацгарской свиты глинисто-сланцевые отложения чередуются с рассланцованными известняками и песчаниками. Аспидные сланцы местами насыщены многочисленными пластовыми жилами **авгит-лабрадорных** и **уранит-лабрадорных** диабазов различной мощности.

Ахойская свита (толр, мощность до 300 м), постоянно продолжающая ашарскую, представлена чередованием асбест-альбитовых (спилитовых) порфиритов, глинистых сланцев и кварцевых песчаников. Местами среди отложений ахойской свиты отмечаются пачки кислых туффитов с кварц-кератофириновым туфовым материалом. В ущельях правых притоков р. Взаабь — Скеу, Чамагвара и Шхапсия в нижних частях ахойской свиты отмечается эффузивная фация диабазов, представленная маломощными прослоями микролитовых витрофиритов, шаровых лав витрофиритов и гиа-локластолитов.

Анчхойская свита (аален, мощность до 700 м), согласно продолжающая ахойскую, в основном представлена однородными глинистыми сланцами и сланцевыми аргиллитами с редкими прослоями пелитистых алевролитов.

Кутыкухская свита (верхний аален-нижний байос, мощность до 200 м) сложена туфами, туфобрекчиями и туффитами, в которых залегают маломощные пачки глинистых и туффитовых сланцев и пластовые жилы диабазов. Кутыкухская свита как по составу, так и по стратиграфическому положению, является переходной между аспидной формацией нижней юры и спилит-порфиритовой формацией средней юры.

Аспидная формация нижней юры вверх по разрезу согласно сменяется спилит-порфиритовой формацией байоса, слагающей обширную территорию северной и центральной частей Абхазии. В пределах Абхазии спилит-порфиритовая формация (порфиритовая свита байоса) представлена средне- и тонкослоистыми алевролитовыми, алевритовыми и псаммитовыми туфами, массивными туфобрекчиями и лавами. В верхах свиты с вулканогенными породами переслаиваются терригенные песчано-глинистые отложения. Максимальная мощность порфиритовой свиты достигает 3-3,5 км и в пределах Абхазии она расчленена на три подсвиты: аштарскую, рицинскую и ригзинскую (Букия, Абаменик, Колосовская, 1971; Джанелидзе, Адамия, и др., 1972).

Порфиритовую свиту байоса в Северо-Западной Абхазии в пределах зоны Южного склона согласно продолжают отложения терригенной формации бата-нижнего оксфорда, представленные чередованием песчаных алевролитов, граувакковых песчаников и гравелитов с редкими прослоями песчаных известняков. Терригенная формация бата-нижнего оксфорда в пределах Северо-Западной Абхазии расчленена на бетакскую (бат) и айбгинскую (кешовой-нижний оксфорд) свиты (Пайчалдзе, Кикодзе, Адамия, 1972).

Над терригенными отложениями бата-нижнего оксфорда следуют карбонатные осадки верхнего оксфорда-мела, характери-

зующиеся определенной фациальной зональностью. С севера на юг выделяются: 1) субфлишовой фации, представленные аргиллитами, алевролитами, мергелями, известняками и известковистыми песчаниками, 2) переходные фации, сложенные слоистыми органическими известняками, мергелями, доломитами, аргиллитами, песчаными и глинистыми известняками и 3) субплатформенные фации, представленные рифогенными известняками, доломитами, мергелями, песчаниками и глинами. Отмеченные фациальные зоны приурочены соответственно к зонам Южного склона, Предгорий и Абхазской зоне Грузинской Глыбы, они характеризуются общекавказским простираением и постепенными взаимными переходами (Какабадзе, 1972).

Палеогеновые отложения, согласно продолжающие меловые вверх по разрезу, в полосе переходных фаций представлены аргиллитами, алевролитами и мергелями, а в зоне субплатформенных фаций — мергелями и известняками (Салуквадзе, 1972).

### Магматизм

Наиболее древними магматическими образованиями на территории Абхазии являются гранитоидные породы палеозойского возраста, принимающие участие в строении кристаллического ядра Главного хребта. Они представлены плагиогранитами, плагиогранит-гнейсами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами раннегерцинского и микроклиновыми гранитами позднегерцинского возраста (Адамия, Абесадзе, 1972).

Постпалеозойские интрузивы в Абхазии распространены довольно широко. Они образуют отдельные массивы, иногда довольно значительных размеров и мелкие штоки, дайки, согласные и секущие жилы.

Наиболее ранними продуктами постпалеозойской магматической деятельности являются согласные тела и дайки альбитофиритов, залегающие в кристаллических и аспидных сланцах. Альбитофиритовые тела генетически связаны с ниже- и среднелейасской спилит-кератофириновой формацией и представляют собой их субвулканическую фацию (Дудаури, Тогонидзе, 1972).

Диабазы, диабаз-порфириты и габброиды играют значительную роль в строении постпалеозойских интрузий Южного склона Большого Кавказа вообще и северной Абхазии, в частности. Они развиты в палеозойских кристаллических породах, в лейасовых глинисто-песчаных отложениях, в среднеюрских интрузивах и терригенных образованиях кешовой-нижнего оксфорда.

Диабазы и диабаз-порфириты, развитые в палеозойских кристаллических породах, представлены буророговообманковыми

и уралитовыми рудностями. В сланцево-пегматитовой свите дейдас они образуют пластовые жилы различной мощности и, реже, секущие штокообразные тела изометрической формы, представленные уралит-либрадоритами и пироксен-альбитовыми диабазами и диабаз-порфиритами. Соподобные тела в кембрий-нижнеокефордских терригенных отложениях представлены щелочными габбро-диабазитами (Дудаури, Тогоидзе, 1972).

Значительную роль в строении северной и центральной частей Абхазии играют среднеюрские интрузивы, образующие несколько крупных массивов и ряд мелких выходов, расположенных линейно вдоль зоны сочленения кристаллического субстрата Главного хребта и складчатой системы Южного склона (Кардывачский, Санчарский и Бзыбский интрузивы) и в зоне предгорий (Келасурский и Горабский интрузивы).

Интрузивы, расположенные в зоне сочленения кристаллического субстрата и складчатой системы Южного склона, секут как доюрские образования, так и отложения лейаса. Они вытянуты в общекавказском направлении и образуют пластообразные тела с падением на север.

Кардывачский массив сложен диабазами, габброидами, гранитами, гранофирами и жилами аплита, Санчарский – пироксенитами, габбро, диоритами и плагиогранитами, Бзыбский – роговообманковыми габбро, диоритовыми порфиритами, гранитоидами, аплитами и дайками диабазов и порфиритов. В отмеченных интрузивах широко развиты процессы гибридызма (Дудаури, Тогоидзе, 1972).

Интрузивы Центральной Абхазии (Келасурский и Горабский) по типам пород и эволюции магматизма обнаруживают большое сходство с вышеописанными интрузивами. Они приурочены к зоне Предгорий – переходной между складчатой системой Южного склона и абхазской зоной Грузинской глыбы. Отмеченные интрузивы, представляющие собой крупные штокообразные тела, секут доюрские метаморфические породы, глинистые сланцы лейаса, порфиритовую свиту байоса и трансгрессивно перекрываются нижнемоловыми отложениями.

Келасурский гранитоидный массив сложен крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами, аплитовыми и пегматитовыми жилами. В малом количестве в строении Келасурского массива принимают участие кварцевые диориты, дайки диабазов и ксенолиты вмещающих основных пород (Отхмезури, 1961).

Горабский интрузив расположен восточнее Келасурского, вытянут в широтном направлении и имеет штокообразную форму залегания и представлен пироксенитами, габбро, диоритами, аплитовыми и пегматитовыми жилами (Тогоидзе, 1973).

Возраст интрузивных массивов Северной и Центральной Абхазии достаточно точно определяется как среднеюрский (батокий) геологическими (Чхотуа, 1941; Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, 1961) и радиологическими методами (Рубинштейн, 1967).

## Тектоника

Территория Абхазии характеризуется неоднородным тектоническим строением. Как уже отмечалось, в ней выделены четыре тектонические зоны, отличающиеся своеобразными типами складчатых и разрывных нарушений и специфическими чертами геологического развития.

В результате проведенных в пределах Абхазии комплексных геологических исследований была предпринята попытка тектонического районирования по характеру складчатых дислокаций. Учитывая общее уменьшение интенсивности складчатости с севера на юг в альпийском складчатом чехле Южного склона Большого Кавказа вообще, Ш.А. Адамия и Б.Г. Вашадзе (1972) на территории Абхазии выделяют три основные полосы общекавказского простирания: полосу альпинотипных дислокаций, полосу дислокаций промежуточного типа и полосу германотипных дислокаций.

Полоса альпинотипных дислокаций охватывает южную часть зоны Главного хребта и зону Южного склона, полоса дислокаций промежуточного типа соответствует зоне Предгорий, а полоса германотипных дислокаций совпадает с Абхазской зоной Грузинской глыбы.

Зона Главного хребта Большого Кавказа представляет собой крупный асимметричный, опрокинутый к югу антиклинорий сложного строения, сильно сжатый и дислоцированный, раздробленный на всем протяжении продольными разломами (Гамкрелидзе, 1964, 1966). Она сложена двумя структурными этажами: нижним – герцинским, представленным породами метаморфической серии и палеозойскими гранитоидами, на которые трансгрессивно налегают породы аспидно-глинистой формации верхнего, риннеальпийского этажа.

В зоне Главного хребта трансгрессивное залегание дейдасских отложений на породы древнего кристаллического субстрата фиксируются в Северо-Западной Абхазии. Структурный план обеих этажей, несмотря на большой стратиграфический перерыв, в целом совпадает, так как доюрские и юрские породы, вследствие альпийского тектогенеза, смяты в складки и образуют сильно сжатые, субизоклинальные, опрокинутые к югу или вертикальные складки общекавказского простирания. В Северо-Восточной Абхазии, в зоне Главного хребта, верхний структурный этаж отсутствует.

Зона Главного хребта в пределах Северо-Восточной Абхазии ограничивается от зоны Южного склона Магана-Клычским региональным разломом ("Главным надвигом"). В Северо-Западной Абхазии граница между этими зонами проходит южнее выходов палеозойских пород урочища Бешта и Камюшета, вдоль скрытого глубинного разлома, фиксирующегося на поверхности в виде зон смятия, трещиноватости, гидротермального изменения и проявлений ртутного оруденения (Абесадзе, 1972).

В зоне Южного склона, в пределах Абхазии намечаются два сегмента — западный и восточный. Западный сегмент представляет собой восточное окончание Новороссийского флишевого синклиория, где сохранился режим геосинклинального погружения герцинского и альпийского циклов развития и который претерпел интенсивную складчатость лишь в конце альпийского цикла. Восточный сегмент — Центрально-Абхазское поднятие — является, по-видимому, областью герцинской консолидации, вовлеченной в геосинклинальное погружение в ранней и средней юре и областью проявления предверхнеюрской складчатости, претерпевшей интенсивную переработку в позднеальпийское время. Обнажающиеся в западном сегменте юрские и меловые отложения образуют единый структурный этаж, а в восточном отмечается только раннеальпийский этаж, несогласно налегающий на герцинский (Адамия, Беридзе и др., 1973).

В строении зоны Южного склона принимает участие ряд сильно сжатых, изоклинальных и опрокинутых на юг линейных складок, крылья которых часто разорваны. Складки асимметричны, с более крутым падением южных крыльев антиклиналей и северных крыльев синклиналей. Крылья складок местами осложнены более мелкими вторичными складками.

Дизъюнктивные нарушения, в основном общекавказского простирания, параллельны Магана-Клычскому разлому. По своему характеру эти разломы представляют собой взбросо-надвиги с падением плоскостей сместителя на север, северо-восток, местами чешуйчатые, с различными амплитудами горизонтального и вертикального перемещения. Наибольшими амплитудами перемещений характеризуются разломы в районе перевала Аданге. Почти все разломы сопровождаются зонами трещиноватости и дробления различной мощности (от нескольких метров до 200–300 м). В зонах дробления породы сильно оргоговикованы и к ним приурочены оруденения медно-пирротиновой формации.

Особо следует рассмотреть характер разломов, разграничивающих зоны Главного хребта и Южного склона в пределах Северо-Западной Абхазии. Как известно, ряд исследователей границу

между отмеченными геотектоническими зонами проводит по тектоническому контакту между кристаллическим ядром и расположенной южнее аспидной формацией лейаса, известной в литературе под названием "Главный надвиг" и представляющей собой доюрскую глубинный разлом древнего, юрского заложения (Гамкредидзе, 1964). Как показали исследования Ш.А. Адамия и Г.Н. Абесадзе (1972), метаморфиты кристаллического ядра в пределах Северо-Западной Абхазии образуют тектонический контакт с аспидной формацией нижней юры по типу субпараллельным кулисообразно расположенным чешуйчатым взбросо-надвигам, развитым преимущественно в южных крыльях опрокинутых на юг антиклиналей. Амплитуды перемещений по отмеченным нарушениям, имеющим общекавказскую ориентацию, весьма умеренные; крупных горизонтальных перекрытий не наблюдается. По обе стороны разрывов с севера и юга развиты схожие по мощности и фашиальному характеру отложения нижней юры. Результаты детальных литологических исследований крайних северных выходов порфиритовой свиты байоса позволяют, по Ш.А. Адамия и Г.Н. Абесадзе, считать, что абхазская часть зоны Главного хребта в ранней и средней юре была областью консолидации. Поэтому, по мнению вышеотмеченных авторов, нет основания считать кулисообразные взбросо-надвиги, расположенные на стыке метаморфитов и сланцевых отложений в пределах Северо-Западной Абхазии, границей двух резко отличающихся друг от друга геотектонических единиц, существовавших в ранней и средней юре. Эта граница проходит, по-видимому, несколько южнее отмеченных разрывов и представляет собой разлом (или разломы) фундамента, который вверх по разрезу затухает в мощной аспидно-сланцевой формации нижней юры. На современной поверхности он фиксируется в виде зон смятия, дробления, трещиноватости, мелких разрывов, а также по наличию гидротермально измененных зон с ртутной минерализацией. Что касается кулисообразных разрывов на стыке метаморфитов и сланцевых отложений лейаса, то они представляют собой альпийские взбросо-надвиги, развитые в южных крыльях опрокинутых на юг антиклиналей, столь характерных структур для складчатой системы Южного склона Большого Кавказа (Абесадзе, 1972).

Южнее полосы дизъюнктивных дислокаций расположены полосы развития складчатых дислокации промежуточного типа, с которой в пределах Западной Абхазии совпадает полоса переходных фаций от суофлишевых к субплатформенным. Отмеченная полоса дислокаций промежуточного типа соответствует зоне Предгорий — области герцинской консолидации, сильно проработанной ранне- и среднеальпийской тектоникой. Здесь, в основ-



нии разреза залогают метаморфический комплекс, образующий герцинский структурный этаж, по-своему перекрывающийся аспидно-сланцевой формацией нижней юры. Последнее совместно со спилит-порфиритовой формацией байоса и морской субмолассовой формацией бата образуют раннеальпийский структурный этаж. Самым верхним структурным этажом в зоне Предгорий является позднеюрский-раннепалеогеновый этаж, отделенный от нижележащего поверхностью размытия. Этот этаж начинается трансгрессивной терригенной толщей келловей-раннего оксфорда, за которой следует карбонатная, часто рифогенная формация верхнего оксфорда-титона, нижнего и верхнего мела и терригенно-карбонатная толща палеоцена-нижнего и среднего эоцена.

Для зоны Предгорий характерно развитие промежуточных между альпийским и германотипным складчатых дислокаций. Это, главным образом, линейные складки умеренной протяженности, местами короткие, брахиформные, ориентированные под углом к общекавказскому направлению. Складки часто асимметричны, с узкими гребневидными антиклиналями и широкими синклиналиями. Наблюдаются переходы изоклинальных, сильно сжатых складок, в пологие куполовидные складки. В южных крыльях (опрокинутых на юг) крупных антиклиналей часто наблюдается развитие дисгармоничных складок, которые по мере выполаживания крупных складок постепенно затухают (Вашадзе, 1972). Разрывные нарушения в зоне Предгорий представлены главным образом взбросами, с крутым падением сместителей на север и северо-восток.

Полоса германотипных дислокаций, расположенная южнее промежуточной, соответствует Абхазской зоне Грузинской глыбы Закавказского срединного массива и сложена тремя структурными этапами: раннеальпийским (нижняя и средняя юра), среднеальпийским (верхняя юра, нижний палеоген) и верхнеальпийским (верхний палеоген и антропоген). Она характеризуется наличием главным образом симметричных складок и пологими падением крыльев как общекавказского направления, так и ориентированного под углом к нему. Амплитуды складок небольшие; характерны сундучные, гребневидные и куполообразные формы. Разломы представлены в основном крутопадающими, почти вертикальными взбросами субширотного простирания.

История геологического развития территории Абхазии в доальпийское время и возраст древнейших пород, составляющих кристаллический субстрат — метаморфиты и гранитоиды, являются в настоящее время предметом дискуссий. Исследования доюрских образований Кавказа, проведенные за последние годы (Адамия, 1968), а также геолого-петрографическое изучение древних метаморфитов Абхазии показывает, что их исходные породы представлены геосинклинальными отложениями нижне- и среднепалеозойского возраста. Большая мощность этих пород указывает на существование геосинклинального режима в течение докембрия (?), нижнего и среднего палеозоя. В конце среднего палеозоя формируются плагиограниты, образование которых связывается с раннегерцинской орофазой (Рубинштейн, 1967). Более молодые, калишпатовые граниты образовались в начале верхнего палеозоя. Верхний палеозой-триас для зоны Главного хребта был орогенным этапом, в течение которого этот участок земной коры превращается в горно-складчатое сооружение. Наблюдается также инверсия Абхазской зоны Грузинской глыбы, зоны Предгорий и частично зоны Южного склона (восточный сегмент). В западном сегменте зоны Южного склона, по Ш.А. Адамия, сохранился геосинклинальный режим, где отлагались флишеидные отложения верхнего палеозоя и триаса.

Таким образом, перед началом альпийского цикла развития большая часть современной территории Абхазии была консолидирована, и геосинклинальный трог сохранился лишь в виде узкого остаточного бассейна на восточном продолжении Новороссийского флишевого синклинория.

Начало альпийского этапа развития северной части Абхазии связано с лейасовой трансгрессией и формированием обширного геосинклинального бассейна Южного склона Большого Кавказа. В геосинклинальное погружение были вовлечены южная периферия Главного хребта и северная периферия Грузинской глыбы. В нижней юре осаждались аспидно-сланцевая формация, которая в западном сегменте зоны Южного склона, по-видимому, согласно продолжает верхнепалеозойские и триасовые отложения и трансгрессивно налегает на размытые поверхности герцинского кристаллического субстрата в зонах Главного хребта, Предгорий и в восточном сегменте зоны Южного склона. Сланцевая формация представлена в основном монотонными глинистыми сланцами с прослоями песчаников в верхней части разреза. На опрделенных уровнях разреза лейасовых отложений (авдхарская, ахейская,



кутыкухская свита) фиксируются вулканокластиты, которые, по данным М.А. Беридзе, в северо-западной части Абхазии составляют примерно шестую часть разреза.

В Центральной Абхазии, в районе Коласурского массива, наблюдается резкое уменьшение мощности верхнелайсовых отложений, обусловленное, по-видимому, образованием подводных поднятий в связи с донецкой фазой складчатости. Севернее, в пределах зоны Южного склона, отмеченная фаза вызвала укрупнение материала, слагающего осадочные образования и появления псаммитовых песчаников в ахейской свите тоарского возраста (Адамия, Абесадзе, и др., 1972).

Байосский век характеризуется дальнейшим интенсивным прогибанием геосинклинали Южного склона и северной периферии абхазской зоны Грузинской глыбы, мощным вулканизмом с образованием спилит-порфиритовой формации байоса. Докюрский структурный план полностью затушевывается и лишь по некоторому сокращению мощностей лейсовых и байосских образований резкому увеличению лавовой фации в последних, фиксируется Центрально-Абхазское поднятие.

Батская фаза складчатости вызвала коренные структурные перестройки в пределах Абхазии — геосинклинальный режим прервался на большей части территории и сохранился лишь в западном сегменте зоны Южного склона, на месте остаточного предюрского геосинклинального трога. В западной части территории современной Абхазии, в пределах остаточного морского бассейна, по-видимому, образовался остров (кордильера Ахцу-Кацирха), представляющий собой область сноса в батский век, когда в Центральной и Западной Абхазии происходило накопление морских молассоподобных граувакковых песчано-глинистых отложений. Батская фаза складчатости сопровождалась формированием гранитоидных интрузивов, продукты которого в виде крупных массивов располагались в районе интенсивного проявления батской складчатости и на краях остаточного геосинклинального бассейна.

Среднеальпийский этап развития территории Абхазии начинается верхнеюрской трансгрессией, которая охватила территорию Центральной и Западной Абхазии. Лишь местами сохранились острова, сложенные порфиритовой свитой байоса и песчано-глинистыми отложениями бата, которые служили источником образования, песчано-глинистой айбгинской свиты келловей-нижнего оксфорда. Терригенная седиментация в верхнем оксфорде (лузитане) сменяется карбонатной. В западном сегменте зоны Южного склона накапливаются субфлишевые фации — песчаники и аргиллиты с редкими линзами органогенных известняков, в зоне Предгорий — слоистые известняки с прослоями массивных рифогенных и доломитовых известняков, с линзами и стяжениями кремня.

Южное зоны Предгорий отлагались субплатформенные фации, представленные рифогенными известняками.

Аналогичная фациальная зональность наблюдается в отложениях нижнего и верхнего мела, представленных почти полностью известняками, согласно продолжающих верхнеюрские отложения. В течение нижнего и верхнего мела в западном сегменте зоны южного склона отлагались субфлишевые отложения — мергели, известняки и аргиллиты, в полосе переходных фаций — мергели, известняки и глины, а в полосе субплатформенных фаций в основном — известняки и мергели.

Максимум погружения в пределах Абхазии в мелу наблюдается в барреме и туроне, одновременно в ряде участков проявляются грубообломочные прибрежные фации, обусловленные наличием кордильер в апте и в конце турона. Как видно из фациальной зональности верхнеюрских и меловых отложений, значительных изменений структурного плана в меловом периоде не произошло. Не произошли существенные изменения структурного плана и в раннем палеогене.

В позднем эоцене вдоль антиклинальных поднятий возникают острова-кордильеры, продукты размыва которых образуют терригенно-аркозовую формацию верхнего эоцена.

С олигоцена на территории Абхазии происходит инверсия рельефа, на месте геосинклинали Южного склона формируется складчатая система, продукты разрушения которой накапливаются в виде моласс в южной части абхазской зоны Грузинской глыбы.

Позднеальпийский орогенный этап развития в северной части Абхазии характеризуется интенсивным сжатием, образованием линейных складок и чешуйчатых надвигов общекавказского простираения.

## РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

### Серноколчеданная формация

Данная формация в пределах Абхазии распространена ограниченно и представлена линзообразными залежами и прослоями сплошных пиритовых руд в глинистых сланцах, алевролитах и песчаниках ахейской свиты, обогащенных конкреционными стяжениями пирита. Проявления серноколчеданной формации отмечаются на рудопроявлениях Шапзиза, Шапарт и Башкацара.

Залежи сплошных пиритовых руд серноколчеданной формации достигают в поперечнике нескольких метров; в участках сопряжения с тектоническими нарушениями они раздроблены и сце-

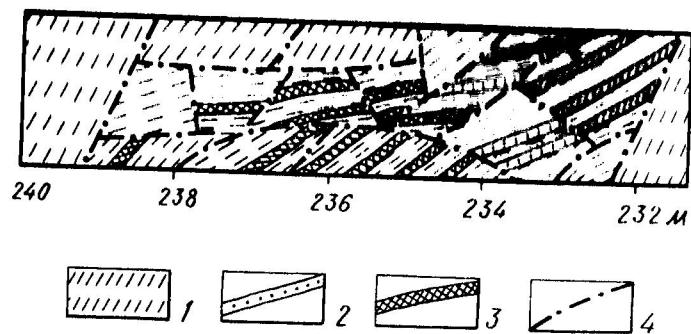


Рис. 1. Морфология серноколчеданной залежи в глинистых сланцах. Схематическая зарисовка правой стенки штольни № 22. Рудопроявление Шхаларт. 1 - глинистые сланцы, 2 - прослой песчаников и алевролитов, 3 - пиритовые прослой, 4 - разрывные нарушения.



Рис. 2. Коломорфное стяжение пирита (светлое), замещающее пирротин (серое). Темно-серые выделения в центре снимка - сфалерит. Полированный шлиф. Ув. 70. Снято в одном никеле.

ментированы истертой пирит-мельниковитовой массой. Особенно интенсивно процессы дробления серноколчеданных руд выявляются на рудопроявлении Башкацара, в участке наибольшего сжатия лейасовых пород, где древний кристаллический субстрат Главного хребта Большого Кавказа надвинут на глинистые сланцы. Не перекрытым остается лишь узкая полоса лейасовых отложений в несколько сотен метров. Руды серноколчеданной формации здесь представлены крупными обломками, совместно с глыбами песчаников в глинисто-сланцевых отложениях. В участках менее интенсивных тектонических напряжений массивные залежи пирита будинированы; призальбацные участки серноколчеданных будин сильно рассланцованы.

Прослой серного колчедана с примесью глинисто-песчанистого материала согласно залегают в песчано-сланцевой толще. Мощность насыщенного пиритовыми прослоями горизонтов достигает местами 70 м, руды обычно раздроблены на отдельные блоки, которые смещены на малую амплитуду по отношению друг к другу (рис. 1).

Сплошные залежи и прослой серного колчедана характеризуются весьма простым составом. Они представлены главным образом пиритом, с примесью мельниковита. Пирит образует густые вкрапления и сплошные выделения в массе алевролитов и песчаников. Вкрапления сложены кристаллами изометрической формы. Помимо кристаллов пирита, реже встречаются округлые выделения пирит-мельниковитового состава, характеризующиеся коломорфным строением (рис. 2).

Серноколчеданная формация занимает вполне определенный уровень в верхах ахейской свиты тоарского возраста. В полосе распространения серноколчеданной формации на правом склоне р. Вайль, в ущельях правых ее притоков Западной Скеу, Скеу, Чамгвара, Шхалэзия, под пачкой песчаников отмечаются выходы диффузивной фации диабазов, представленные микролитовыми диабазовыми витрофиритами, шаровыми лавами витрофиритов различной структуры и гиалокластитам; цементом для последних служит глинистая масса, в которой отмечаются прожилки кварц-хлорит-карбонатного состава с вкраплениями пирита. По данным М.А. Беридзе, отмеченные вулканы представляют собой продукты подводных излияний базальтоидных магм. Серноколчеданный рудоносный горизонт развит стратиграфически выше уровня накопления продуктов подводной вулканической деятельности в тоаро. По-видимому, процесс накопления серноколчеданных руд связан с поствулканической стадией тоарского подводного вулканизма. На гидротермально-осадочный генезис серноколчеданных руд Абхазии указывают также проведенные В.И. Будзе сравнительные

исследованиях изотопного состава серы пиритом на рудных телах и вулканитах. Серноколчеданные залежи представляют собой своеобразный "геохимический барьер" для последующих гидротермальных растворов и при благоприятных структурных условиях в случае наложения на серноколчеданные руды гидротермальной медно-пирротин-полиметаллической минерализации могут возникнуть промышленные скопления руд.

#### Медно-пирротиновая формация

Эта формация в пределах Высокогорной Абхазии представлена своеобразными рудными проявлениями преимущественно пирротин-халькопиритового состава, залегающими в сланцево-песчанистой свите нижней юры. Рудопроявления образуют линейно вытянутую в общекавказском направлении рудоносную зону, которая прослеживается с перерывами от истоков р. Белая на западе, до водораздельного хребта между рр. Гвандра и Сакени на востоке.

Рудопроявления медно-пирротиновой формации Абхазии слагают западную часть выделенного Г.И. Харашвили (1964) медно-пирротинового пояса Большого Кавказа, развитого в виде кулисообразно расположенных рудных зон вдоль Главного хребта как на северном, так и на южном его склонах.

Медно-пирротиновые проявления в западной части Высокогорной Абхазии приурочены к спилит-кератофировой вулканогенной авадхарской свите плинсбахского возраста. К востоку оруденение занимает более высокие уровни разреза лейаса. Оно приурочено к сланцевым и песчанистым отложениям ацгарской (плинсбах-тоар), ахейской (тоар) и анчхойской (аален) свит.

Основной рудоконтролирующий фактор пространственного размещения медно-пирротиновой минерализации — это структурный контроль оруденения. Медно-пирротиновые рудопроявления приурочены к линейно вытянутым в общекавказском направлении крупным тектоническим разрывам, прослеживающимся на большие расстояния. Эти разломы представляют собой чешуйчатые взбросо-надвиги, амплитуда которых возрастает по направлению к району перевала Аданге. Отмеченные взбросо-надвиги перекрывают ряд структур, и ширина выходов нижнеюрских отложений от ущелья р. Грыбза до перевала Аданге уменьшается от 5-6 км до 500-700 м. Разломы ориентированы с северо-запада на юго-восток и субпараллельны надвигу палеозойского кристаллического субстрата на лейасовые отложения (Магана-Клычский разлом).

Медно-пирротиновые проявления приурочены к двум взаимно параллельным системам разломов и образуют две орудененные зоны — северную и южную. Местами северная и южная ору-

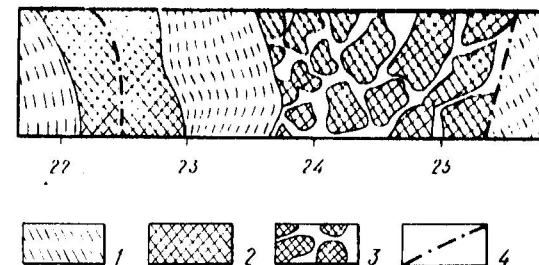


Рис. 3. Морфология медно-пирротинового рудного тела. Зарисовка левой стенки штольни № 39. Рудопроявление Шхалпзия. 1 — глинистые сланцы, 2 — массивные медно-пирротиновые руды, 3 — брекчированные пирит-пирротиновые руды, 4 — тектонические нарушения.



Рис. 4. Обломки глинистых сланцев (черное), сцементированные пиритом (светло-серое). Пирит и обломки глинистых сланцев склеены халькопиритом (темно-серое). 1/2 натур. величины.

денально зона сближаются и образуют единую рудоносную полосу, разделенную маломощными пачками глинистых сланцев.

Северная рудоносная зона представлена полосой интенсивно раздробленных глинистых сланцев и песчаников мощностью до 100 м, которые цементируются оруднением пирит-халькопиритового состава, местами содержащим сфалерит и галенит.

Южная рудоносная зона, прослеживающаяся с перерывами, представлена залежами массивных серноколчеданных руд с наложенной пирротин-халькопирит-сфалерит-галенитовой минерализацией. Они достигают мощности до 10 м, обычно разлинзованы и выклиниваются как в северо-западном, так и юго-восточном направлениях.

В районе перевала Адагге, на рудопроявлении Башкацара рудоносная зона представлена интенсивно раздробленными глыбами серного колчедана, песчаников и сланцев, сцементированных глинисто-песчаным материалом с примесью пирит-халькопиритовой руды.

Среди рудных тел медно-пирротиновых проявлений Абхазии выделяются три морфологических типа: 1) линзообразные, 2) штокверковые и 3) прожилковые, гнездовые и вкрапленные рудные тела.

Линзообразные рудные тела представлены массивными и брекчиевыми рудами, сложенными пирритом, пирротинном и халькопиритом, локализующимися в перегибах зон дробления. Массивные и брекчиевые линзообразные рудные тела наблюдаются в основном в южной рудоносной зоне на рудопроявлениях Шхалзия, Башкацара, Твибрашери (рис. 3). В центральных частях линзообразных залежей наблюдаются интенсивно раздробленные вмещающие сланцы, сцементированные рудой пирит-пирротин-халькопиритового состава. Местами рудный цемент количественно преобладает над обломками, что придает руде массивный облик. Сланцеватость в обломках глинистых сланцев различной ориентировки. Местами обломки сильно деформированы и обтесаны (рис. 4).

В периферийных частях линзообразных залежей как висячем, так и лежащем боках, наблюдаются прожилки кварца и пирита, образующие своеобразный чехол вокруг линзообразных рудных тел.

Штокверковые рудные тела отмечаются в зонах интенсивного рассланцевания как в северной, так и в южной рудоносных зонах. Они встречаются главным образом в хрупких окварцованных и ороговикованных глинистых сланцах. Последние секутся кварцевыми, кварцево-рудными и рудными прожилками как параллельно, так и поперек сланцеватости.

Прожилковые, гнездовые и вкрапленные рудные тела раз-

вита в зонах повышенной трещиноватости в контактах диабазов с глинистыми сланцами. Отмеченный морфологический тип рудных тел распространен в основном в северной рудоносной зоне, которая характеризуется развитием в глинистых сланцах в большом количестве даек и силлов диабазов. Сульфидные минералы: халькопирит, сфалерит и галенит в приконтактовых участках диабазов и глинистых сланцев образуют вкрапления и гнезда, реже — прожилки.

Среди отмеченных морфологических типов рудных тел с практической точки зрения наиболее значительны залежи массивных медно-пирротиновых руд, представляющих собой сложный комплекс — совмещенные в пространстве серноколчеданная и медно-пирротиновая рудные формации.

Минералогический состав руд медно-пирротиновых рудопроявлений Абхазии не характеризуется большим разнообразием. Главные рудные минералы представлены пирротинном, пирритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Редко встречаются в рудах марказит, арсенопирит, линнеит, валлериит и кобальтин. Нерудные минералы в основном представлены кварцем, реже карбонатами — кальцитом и сидерит-анкеритом. В подчиненном количестве в жильной массе встречаются хлорит и серицит. Последние обычно являются составными минералами гидротермально измененных боковых пород.

Помимо вышеперечисленных гипогенных минералов в рудах медно-пирротиновых проявлений Абхазии встречается ряд редких минералов, образующих мелкие выделения в основных рудослагающих минералах. Однозначная диагностика этих минералов из-за их малого распространения и мелких размеров, весьма затруднительна, а в ряде случаев невозможна без применения специальных методов исследования.

Пирротин — один из основных рудослагающих минералов массивных, линзообразной формы рудных тел, а также прожилков в глинистых сланцах, алевролитах, песчаниках и диабазов. В массивных рудах пирротин значительно преобладает над остальными рудослагающими минералами, образуя сплошные мономинеральные агрегаты, содержащие в малом количестве неправильной формы выделения халькопирита и сфалерита. Помимо сплошных мономинеральных руд пирротин образует также ксеноморфные выделения в жильном кварце и реже во вмещающих породах. В зонах брекчирования пирротин совместно с пирритом часто цементирует обломки вмещающих пород, образуя руды брекчиевой текстуры.

Агрегаты пирротина сложены более или менее изометрическими, слегка удлиненными, неправильной формы зернами. Размеры зерен варьируют от 0,1 до 0,5 мм, изредка достигая 1–2 мм.



Для пирротина характерны **признаки метаморфизма**, вызванного, по-видимому, локальными причинами, так как в одних и тех же образцах руд, наряду с метаморфизованными участками, встречаются участки совершенно не носящие следов метаморфизма. Метаморфизм в пирротинах выявляется в субпараллельной ориентации отдельных удлиненных зерен, в возникновении изгибающихся линзообразных выделений, в наличии пластинчатого двойникования, перпендикулярно удлинению зерен. Процессами метаморфизма затронуты и другие рудослагающие минералы – в массе пирротина наблюдаются обтесанные линзообразные кристаллы и агрегаты кристаллов пирита, кварца, сфалерита, ориентированные параллельно удлиненным зернам пирротина.

Взаимоотношения пирротина с основными рудослагающими минералами показывают, что он формировался после кристаллизации пирита и до образования халькопирита, сфалерита и галенита.

Пирротин совместно с халькопиритом цементирует раздробленные кристаллы раннего пирита, и, в свою очередь, содержит в межзерновых пространствах мелкие ксеноморфные выделения халькопирита и сфалерита. Последние корродируют выделения пирротина, а иногда замещают их. В сфалерите и халькопирите местами отмечаются реликты параллельно ориентированных округлых зерен пирротина.

Особо следует выделить замещение пирротина дисульфидами железа – процесс дисульфидизации, широко распространенный в медно-пирротиновых рудах.

В агрегатах пирротина вдоль межзерновых пространств и отдельных микротрещин наблюдаются образования мелких прожилков (до 0,1 мм), сложенных изометрическими зернами пирита, и реже марказита. Прожилки дисульфидов железа часто обволакивают отдельные агрегаты пирротина, создавая петельчатую микротекстуру замещения (рис. 5). Дисульфиды железа в виде прожилков развиваются также в участках пирротина, граничащих с халькопиритом, сфалеритом, кварцем и особенно с карбонатом, который представлен железистой разностью (сидерит-анкеритом). Прожилки последнего в пирротинах постоянно окаймляются тонкими полосками новообразований дисульфидов железа. Пирит-марказитовые прожилки в пирротине часто сопровождаются каемками мельниковит-марказита, который представляет собой промежуточный продукт преобразования пирротина в дисульфиды железа. В участках, где процессы замещения развиты слабо, в пирротине наблюдается образование лишь мельниковит-марказита. При наиболее далеко зашедших процессах дисульфидизации мельниковит-марказит вообще отсутствует, и прожилки дисульфидов железа представлены пиритом и марказитом. В метаморфизованных участках пирротина

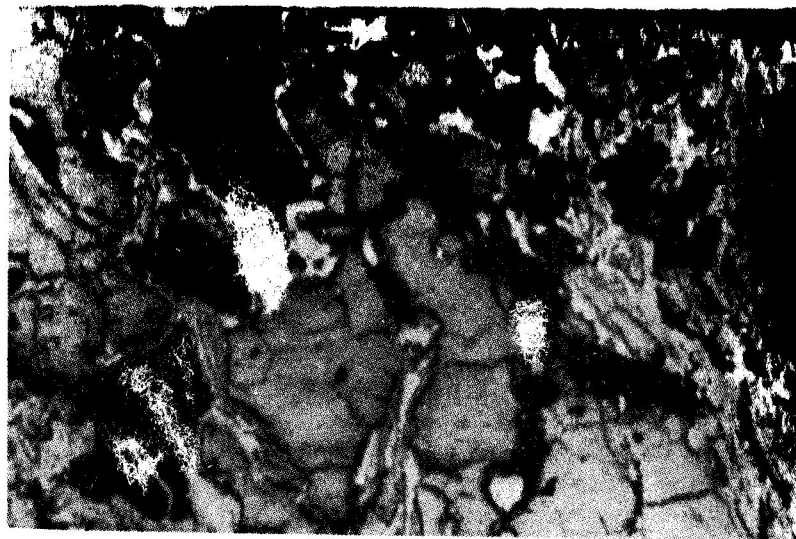


Рис. 5. Дисульфидизация пирротина (серый основной фон). Светлые рельефные прожилки – пирит, темные выделения – кварц. Полированный шлиф. Ув. 70. Снято в одном николе.

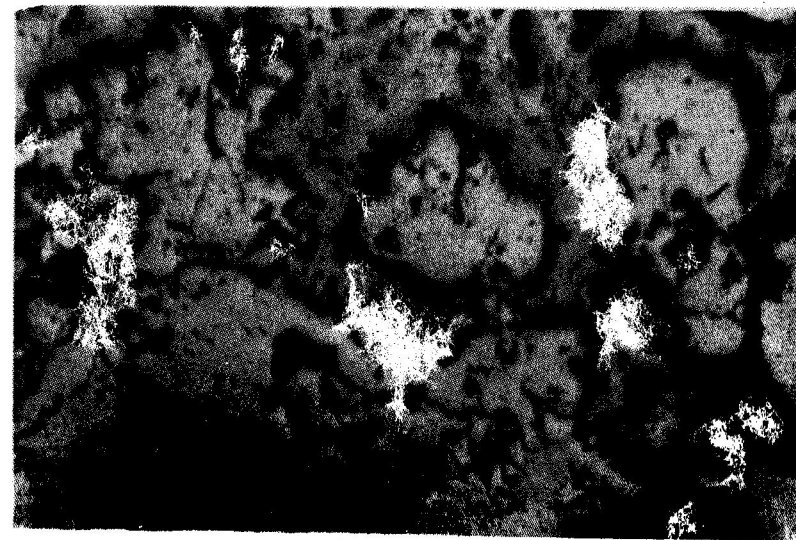


Рис. 6. Коррозия пирита (светлое, с высоким рельефом) халькопиритом (светло-серое). Полированный шлиф. Ув. 70. Снято в одном николе.



процесса дисульфидизации развиты **значительно слабее**. Здесь часто наблюдаются поперечные к ориентации **зерен** пирротина трещинки, **заполненные сидерит-анкеритом и окаймленные дисульфидами железа**. Проведенные исследования процесса дисульфидизации медно-пирротиновых руд Грузии (Отхмезури, 1980) показали, что замещение пирротина пиритом и марказитом обусловлено выносом железа из решетки пирротина.

Халькопирит встречается в рудах в подчиненном, по сравнению с пирротинном, количестве и ассоциирует, с одной стороны, с пирротинном, а с другой – со сфалеритом в карбонатных прожилках, секущих кварц-пирит-пирротиновые агрегаты. Помимо этого халькопирит встречается в виде эмульсионных вкраплений в зернах сфалерита.

Халькопирит образует вкрапления и гнезда неправильной формы в жильном кварце, местами корродируя его; встречается также и во вмещающих диабазовых и сланцевых породах в виде коротких мелких прожилков. В массивных рудах халькопирит образует тесные сростания с пирротинном, часто разъедает его и образует в нем разветвляющиеся прожилки. В метаморфизованных участках пирротин-халькопиритовые агрегаты расположены субпараллельно, выявляя микрополосчатое строение.

Вторая разновидность халькопирита встречается гораздо реже; он тесно ассоциирует с карбонатом, сфалеритом и, возможно, с галенитом. В карбонатных прожилках, секущих пирит-пирротиновые агрегаты, он совместно со сфалеритом образует ксеноморфные выделения в межзерновых пространствах. Выделения обеих разновидностей халькопирита цементируют раздробленные участки раннего пирита (рис. 6).

Третья разновидность халькопирита представляет собой продукт распада твердого раствора сфалерит-халькопирит. Последний образует как мельчайшие (тысячные доли мм) эмульсионные вкрапления, так и мелкие пластинчатые выделения в сфалерите. Иредка среди продуктов распада в сфалерите встречаются и вкрапления пирротина. Местами в сфалеритах с вкраплениями халькопирита отмечаются обособленные, прожилкообразные выделения или расположенные цепочкой изометрические зерна халькопирита, причем участки сфалерита, непосредственно граничащие с выделениями халькопирита, очищены от эмульсионных вкраплений. Эти данные позволяют заключить, что выделения халькопирита образованы путем перегруппировки эмульсионных вкраплений халькопирита в сфалерите.

Пирит – один из наиболее распространенных дисульфидов железа в медно-пирротиновых рудах Абхазии. Он представлен двумя морфологическими разновидностями, отличающимися как по времени, так и условиям образования.

Ранний пирит представлен крупными, доходящими до нескольких мм идиоморфными кристаллами, образующими скопления как в жильном кварце, так и во вмещающих породах. Кристаллы пирита часто содержат ксеноморфные выделения халькопирита, пирротина и сфалерита. В метаморфизованных рудах пирит интенсивно раздроблен, трещинки в нем заполнены пирротинном, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Часто наблюдается замещение и интенсивная коррозия пирита пирротинном; в сплошных пирротиновых рудах повсеместно встречаются скелетные кристаллы пирита (рис. 7). Взаимоотношения пирита с другими рудослагающими минералами указывают на его ранний возраст. Пирит выделялся после кристаллизации жильного кварца.

Вторая морфогенетическая разновидность пирита связана с процессами дисульфидизации и образуется совместно с мельниковит-марказитом за счет пирротина в конце гипогенного процесса. Поздний пирит совместно с мельниковит-марказитом образует тонкие прожилки вдоль межзерновых пространств и микротрещин в пирротине. Кристаллы позднего пирита часто выявляют коллоидное строение.

Марказит встречен в малом количестве в ассоциации как с ранним, так и поздним пиритом. В раннем пирите он образует

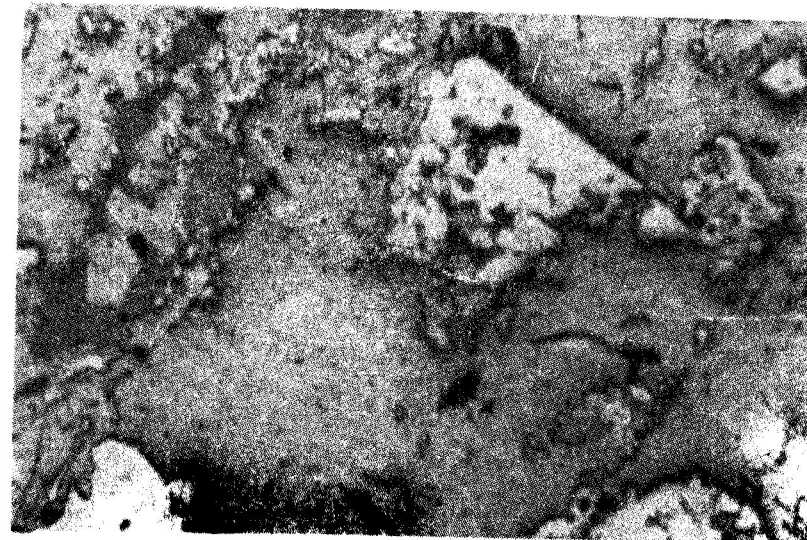


Рис. 7. Коррозия кристаллов пирита (светлое) пирротинном (серое). Полированный шлиф. Ув. 120. Снято в одном николе.

каблочки в периферийных участках кристаллов. В прожилках поздних дисульфидов марказит встречается реже.

Сфалерит в медно-пирротиновых рудах подчиненного распространения. Он образует как мелкие прожилки и прожилкообразные выделения в пирите, пирротине и халькопирите, так и крупнее, неправильной формы выделения совместно с галенитом. Отмечаются процессы замещения пирротина и халькопирита сфалеритом с образованием сростаний внешне сходных со структурами расплава твердых растворов. Как было отмечено выше, сфалерит содержит эмульсионные и пластинчатые включения халькопирита и пирротина, являющимися продуктами распада твердых растворов. Взаимоотношения сфалерита с рудными и жильными минералами с достаточной убедительностью показывают, что сфалерит образуется после халькопирита, до кристаллизации галенита.

Галенит в медно-пирротиновых рудах встречается в подчиненном по сравнению со сфалеритом количестве, тесно ассоциируясь с последним. Галенит интенсивно корродирует пирит, пирротин, халькопирит и сфалерит, часто образует в них прожилки, содержит мелкие включения ранее образовавшихся минералов. В метаморфизованных рудах галенит плейчатого строения, что выявляется ориентацией трещин и треугольников выкрошивания.

Арсенопирит редкий минерал в медно-пирротиновых рудах Южного склона Большого Кавказа. Он встречен в ничтожном количестве в ассоциации с ранним пиритом; образует кристаллы размерами 0,1–1 мм, встречающиеся как в виде скоплений в массиве раннего пирита, так и прожилков (0,1–0,2 мм), секущих его. В метаморфизованных рудах наблюдается дробление арсенопирита совместно с пиритом и залечивание трещин халькопиритом и сфалеритом. Приведенные данные позволяют отнести арсенопирит к ранней стадии медно-пирротиновой минерализации.

Кварц наиболее распространенный жильный минерал в медно-пирротиновых рудах и составляет основную массу кварцево-рудных жил; он встречается и в массивных залежах медно-пирротиновых руд и играет существенную роль в сложении гидротермально измененных пород. В кварцево-рудных жилах выделения кварца расположены главным образом в призальбандных участках, хотя нередко вся рудная жила представляет собой агрегат кварца с вкраплениями рудных минералов. В метаморфизованных участках руд кварц раздроблен, перекристаллизован и характеризуется сильным волнистым угасанием. Пространственное расположение кварца в рудных телах указывает на его более раннее, по сравнению с другими рудослагающими минералами образование. Редко встречающиеся мелкие прожилки кварца в пирите и сфалерите, возможно, обусловлены наличием процессов перекристаллизации в последующих стадиях минерализации.

Карбонаты в медно-пирротиновых рудах, по сравнению с

кварцем, встречаются в подчиненном количестве и составляют прожилки, секущие агрегаты ранее образовавшихся минералов. Отмечается два вида карбонатных прожилков: первый, сложенный кальцитом с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками; он тесно ассоциирует с халькопиритом и сфалеритом, которые образуют в нем ксеноморфные выделения вдоль межзерновых пространств. Второй тип карбонатных прожилков сложен сидерит-анкеритом и ассоциирует с дисульфидами железа, образовавшимися за счет позднего замещения пирротина.

Гипергенные минералы на медно-пирротиновых проявлениях представлены гидроокислами железа и вторичными минералами меди, свинца и цинка. Поверхностные выходы медно-пирротиновых руд сильно затронуты процессами вторичного изменения. Особенно интенсивны вторичные процессы на рудопроявлениях Башкацара и Шхапарт.

Текстуры руд рассмотренных медно-пирротиновых рудопроявлений не отличаются большим разнообразием. Встречаются главным образом руды брекчиевидной, массивной, прожилковой, прожилково-сетчатой, реже вкрапленной и вкрапленно-прожилковой текстур.

Образование брекчиевидных текстур связано с дроблением и истиранием глинистых сланцев с последующим заполнением межобломочного пространства сульфидными минералами. Обломки глинистых сланцев в рудах брекчиевидной текстуры обычно ороговикованы, деформированы, обтесаны, округлой формы. Сланцеватость в различных обломках ориентирована по-разному. Обломки глинистых сланцев часто окаймлены полосками (до 2 мм) кварца, которые сложены гребенчатыми кристаллами, ориентированными перпендикулярно краям обломков. Цементирующая масса сульфидов обычно представлена пирротином и халькопиритом. При интенсивных процессах дробления и истирания глинистых сланцев с последующим заполнением межобломочного пространства пирротином и халькопиритом, образуются руды, где примерно 80% объема представлено сульфидами. Нерудная составляющая часть представлена разноориентированными обломками глинистых сланцев, размеры которых не превышают нескольких миллиметров. Отмеченные руды по соотношению рудных и нерудных компонентов можно отнести к массивным, тогда как по способу происхождения они типично брекчиевые.

Собственно массивные текстуры руд в медно-пирротиновых рудопроявлениях Абхазии встречаются редко, лишь в тех случаях, когда наблюдается наложение медно-пирротиновой минерализации на сингенетическую серноколчеданную. Руды массивной текстуры сложены главным образом пирритом, реже пирротином с незначительной примесью халькопирита.

Прожилковые и прожилково-сетчатые текстуры руд широко

распространены в медно-пирротиновых рудах. Прожилки кварцево-сульфидного состава различной мощности (от долей до нескольких см) секут глинистые сланцы, доломиты и диабазы в различных направлениях. Прожилки сложены кварцем, пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и галенитом, причем обычно наблюдается разобщение в пространстве, и, соответственно, по-видимому, и во времени, пирротина и галенита. Эти минералы в кварцево-сульфидных жилах совместно не встречаются.

В участках, граничащих с пострудными нарушениями, наблюдается изгибание кварцево-сульфидных прожилков совместно с глинистыми сланцами, что придает руде пятчатый облик.

Вкрапленно-прожилковые текстуры руд отмечаются в орто-викризованных сланцах и диабазов. Они представлены разветвляющимися халькопирит-пирротиновыми прожилками и мелкими вкраплениями пирротина и пирита. Вкрапленные текстуры в медно-пирротиновых рудах встречаются редко. Они отмечены лишь в диабазов, где рудослагающие сульфиды образуют мелкие, изометрические, местами неправильной формы вкрапления.

Полуколичественные, количественно-спектральные и химические анализы мономинеральных фракций медно-пирротиновых руд (пирротина, пирита, халькопирита и сфалерита) показали наличие ряда элементов-примесей в рудослагающих минералах. Марганец, присутствующий в рудослагающих минералах в количествах, реже десятых долей процента, выявляет хорошую корреляцию с содержанием цинка в пробах и представляет собой, по-видимому, изоморфную примесь в сфалерите. Аналогичного характера примеси кадмия, олова, германия и, возможно, галлия, встречающиеся в мономинеральных фракциях в количестве тысячных, реже сотых долей процента. Серебро, встречающееся в рудах в виде следов, связано, по-видимому, с галенитом. Мышьяк, присутствующий в медно-пирротиновых рудах, выявляет весьма неравномерное распределение. В некоторых мономинеральных пробах количество его достигает десятых долей процента, в некоторых же он вообще отсутствует. Мышьяк в медно-пирротиновых рудах не связан ни с какими кристаллохимическими особенностями рудослагающих минералов; он встречается как в пирите и пирротине, так и в халькопирите и сфалерите. Повышенное содержание мышьяка наблюдается на рудопроявлении Шханазия, где нами установлено наличие арсенопирита. Г.И. Харашвили (1964) рудообразующие растворы медно-пирротиновых месторождений считает стерильными в отношении мышьяка, и этим объясняет отсутствие собственно кобальтовых минералов (арсенидов) в медно-пирротиновых рудах Грузии. Находки мышьяксодержащих минералов в медно-пирротиновых рудах Верхней Рача он объясняет наличием редкометалльной минерализации на медно-пирротиновой и считает арсениды кобальта реакционными образованиями. Наши

исследования показывают, что примеси мышьяка в мономинеральных фракциях медно-пирротиновых руд обусловлены наличием арсенопирита, который образуется в начальной стадии минерализации. Присутствие мышьяка в рудообразующем растворе указывает на возможность возникновения в рудах арсенидов кобальта. Не исключено, что мельчайшие выделения недиагностирующихся минералов в медно-пирротиновых рудах представляют собой именно арсениды кобальта.

Висмут присутствует во всех анализированных образцах в количестве от 0,001 до 0,05. Резкие колебания количества висмута в пробах позволяют предположить, что основное его количество связано с мельчайшими включениями висмутсодержащих минералов, тем более что в рудах аналогичных месторождений нами микроскопически определены висмутовые минералы (Отхмезури, 1963).

Кобальт в медно-пирротиновых рудах Абхазии присутствует постоянно. Г.И. Харашвили считает, что основным минералом-носителем в рудах является пирротин, с решеткой которого связаны ионы кобальта. Наши исследования подтверждают мнение Г.И. Харашвили о том, что основная часть кобальта связана с решеткой пирротина, однако не следует отрицать возможности наличия собственно кобальтовых минералов. Содержание кобальта в пирротинах Абхазии более или менее равномерное и колеблется в пределах сотых и тысячных долей процента, при этом наблюдается сравнительное обогащение кобальтом массивных пирротиновых руд.

Иная картина распределения кобальта наблюдается в пирите и халькопирите. Содержание его здесь весьма неравномерное — в некоторых пробах кобальт вообще отсутствует, в некоторых же присутствует в количестве свыше 0,1%. Такие резкие колебания в содержании кобальта в пирите и халькопирите обусловлены, с одной стороны, загрязнением проб пирротином, а с другой — наличием, по-видимому, собственно кобальтовых минералов.

Никель в рудах, по сравнению с кобальтом, встречается в меньшем количестве и связан с пирротином; форма его нахождения неясна. Селен равномерно распределен в пирротине и халькопирите, присутствуя в тысячных долях процента. В сфалерите и позднем пирите количество селена увеличивается до сотых долей. Что касается примесей теллура, то количество его в рудах не превышает тысячных долей процента.

Минералогические исследования и изучение структурно-текстурных особенностей руд, с учетом характера морфологии рудных тел позволяет выделить в процессе формирования эпигенетических медно-пирротиновых руд четыре стадии минерализации, разделенные тектоническими подвижками различной интенсивности: кварц-пиритовую, медно-пирротиновую, полиметаллическую и



карбонат-дисульфидную стадии. Наличие брекчиевых текстур руд, раздробленных и метаморфизованных в различной степени рудослагающих минералов, позволяет заключить, что формирование руд происходило в неспокойной тектонической обстановке. Дробление и перекристаллизация руд обусловлены, по-видимому, тектоническими подвижками вдоль рудовмещающих разломов и сопряженными с ними нарушениями, выявляющимися в различных участках полосы медно-пирротиновой минерализации по-разному. Этим объясняется то обстоятельство, что стадии минерализации, выявленные нами, не везде удается четко разграничить. Первая стадия минерализации характеризуется ассоциацией кварц-пирит-арсенопирит. Она четко разграничивается во времени от минералов последующих стадий. Пирит и арсенопирит интенсивно раздроблены и сцементированы поздними минералами. Кварц так же раздроблен и перекристаллизован.

Вторая стадия, медно-пирротиновая, наиболее широко развита в медно-пирротиновых месторождениях и представлена ассоциацией пирротин-халькопирит.

Третья стадия минерализации представлена ассоциацией кальцит-халькопирит-сфалерит-галенит. В различных рудопроявлениях эта стадия проявлена по-разному. От предыдущей стадии отделяется она тектоническими подвижками, вызвавшими частичный метаморфизм пирит-халькопиритовых агрегатов.

Четвертая стадия минерализации, карбонатно-дисульфидная, представлена ассоциацией мельниковит-марказит, пирит, марказит-сидерит-анкерит, и, возможно, кальцит. Эта ассоциация образуется в заключительные этапы гипогенной минерализации.

Таким образом медно-пирротиновые рудопроявления Абхазии образуют, с одной стороны, массивные залежи, представленные комплексными рудами-сингенетичными с вмещающими породами, линзами и прослоями серного колчедана с наложенной пирротин-халькопирит-сфалерит-галенитовой минерализацией, с другой стороны — штокверковые, прожилковые и гнездовидные рудные тела, сложенные эпигенетическими пирит-халькопирит-пирротиновыми, пирит-халькопирит-пирротин-сфалерит-галенитовыми, пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовыми рудами.

На основании изучения Правобережной залежи медно-пирротинового месторождения Кизыл-Дере В.И. Буадзе (1973) высказал мнение о гидротермально-метасоматическом генезисе массивных пирротиновых руд. Скопления раннего пирита в сплошных пирротиновых рудах, образующие изолированные, корродированные пирротином участки, он рассматривает в качестве реликтовых. Образование сплошных медно-пирротиновых руд происходило в результате длительной высокотемпературной переработки пиритовых руд гидротермальными растворами, но содержащими серы и приравнившими медь, мышьяк, кобальт и другие металлы. Реакция

пирротинообразования с высвобождением серы была обратимой, обусловленной реализацией серы на образовании халькопирита, кобальтина, арсенопирита, либо прожилково-сетчатых руд в ореоле залежи. Этим путем возникли тесные прорастания пирротина и халькопирита.

Залежи сплошных пирротиновых руд в пределах медно-пирротиновых оруденений Абхазии фиксируются на рудопроявлениях Аданге-Марухской (Шхапзия, Шхапарт, Башкацара) и Хецквара-Генцвишской (Твибрасери) групп.

На рудопроявлениях Аданге-Марухской группы образование сплошных пирротиновых залежей путем метасоматического замещения сингенетических скоплений серного колчедана как будто бы не вызывает сомнения. Что касается пирротиновых залежей рудопроявления Твибрасери, то здесь наблюдается иная картина. Массивные пирротиновые руды содержат включения глинистых сланцев с различно ориентированной сланцеватостью. Одновременно наблюдается постепенный переход от массивных руд к брекчиевым, представленным обломками глинистых сланцев, сцементированных пирротин-халькопиритовой массой. Видимо, залежи массивных пирротиновых руд не всегда образуются путем замещения серного колчедана. Поэтому мы считаем не вполне обоснованным выделение массивных пирротиновых залежей в отдельную пирротиновую формацию метаморфогенного типа, как это делает В.И. Буадзе с соавторами (1973), тем более, что они сами же отмечают, что по времени образования залежи массивных руд и прожилково-сетчатые руды пирротинового состава синхронны.

Нецелесообразно также в медно-пирротиновой формации выделять пирит-полиметаллическую, пирротин-полиметаллическую, пирит-халькопиритовую и т.п. субформации, так как рудопроявления отмеченных составов не характеризуются устойчивыми парагенезисами и представляют собой результат сочетаний различных стадий минерализации в отдельных участках оруденений.

#### Свинцово-цинковая жильная формация

Рудопроявления жильной свинцово-цинковой формации распространены в основном в пределах антиклинория Ахцу-Кацирха-Коласури; рудные жилы или совокупность рудных жил залегает, главным образом в гранитоидах (Амтхельское, Асланихерское, Нижне-Барганское рудопроявления). Жильная свинцово-цинковая формация приурочена и к породам порфириновой свиты байоса, где они образуют кварц-карбонатные, часто с баритом жилы с вкраплениями сфалерита, галенита, пирита, и реже халькопирита (Хидминское, Лахтинское, Пицкварское и др. рудопроявления). В меньшей степени самостоятельная свинцово-цинковая минерали-

зации проявлена в глинистых сланцах лейбача; она в основном заложена на серпокопцеданскую и медно-пирротинную формации.

Среди свинцово-цинковых жильных проявлений наиболее крупное и хорошо изученное — Амтхельское рудопроявление, приуроченное к северо-восточной периферии Коласурского гранитоидного массива. Вмещающие породы Амтхельского рудопроявления представлены главным образом биотитовыми гранитами и гранодиоритами, секущимися маломощными аплитовыми и пегматитовыми жилами. Оруденение представлено десятком рудных жил и минерализованными зонами различной мощности, в основном северо-западного, реже близмеридионального простирания. Разрывы северо-западного простирания, вмещающие оруденение, представляют собой трещины скалывания, а близмеридиональные оруденение — трещины отрыва (Отхмезури, 1960).

С морфологической точки зрения, рудные тела Амтхельского рудопроявления разделяются на две группы: первая — рудные жилы, сложенные кварц-карбонатной жильной массой с вкраплениями и прожилками рудных минералов, характеризующиеся четкими зальбандами и слабым окolorудным изменением вмещающих пород; вторая — минерализованные зоны, представленные гидротермальными измененными гранитоидными породами с вкраплениями и прожилками рудных минералов, связанные постепенными переходами с боковыми породами и характеризующиеся интенсивными гидротермальными изменениями последних.

Строение рудных жил и минерализованных зон неоднородное. Наряду с маломощными участками с убогим оруденением наблюдаются и рудные столбы, образование которых обусловлено дорудными тектоническими структурами. Установлено три генетических типа рудных столбов — рудные столбы экранирования, связанные с дорудными тектоническими трещинами, заполненными жильной глиной, играющей роль экрана, рудные столбы пересечения, образующиеся на пересечении двух или нескольких различно ориентированных дорудных дифференциальных подвижек, образованные вследствие дорудных дифференциальных подвижек вдоль слабо искривленных трещин скалывания (Отхмезури, 1959).

Руды Амтхельского свинцово-цинкового рудного поля сложены сфалеритом, галенитом, анкеритом и кварцем, в подчиненном количестве встречаются пирит, марказит, кальцит и барит. Редко встречающимися минералами в амтхельских рудах являются халькопирит, блеклая руда, пирротин, бурнонит, сульфовисмутит свинца, мельниковит-марказит, серебро самородное пираргирит, броньартит, аргентит, кобальтин, джемсонит.

Сфалерит является основным рудным минералом. В измененных гранитоидных породах минерализованных зон он образует вкрапления, прожилки и линзы; в кварц-карбонатно-сульфидных жилах развит главным образом в призальбандных частях. В ру-

дах фиксируются две разновозрастные генерации сфалерита, причем ранний сфалерит представлен железистой разновидностью — марказитом, а поздний — клойофаном. Первой генерацией сфалерита начинается эндогенная минерализация. Вторая генерация (выделение клойофана) наблюдается непосредственно после образования марказита совместно с дисульфидами железа.

Галенит встречается в рудах в подчиненном, по сравнению со сфалеритом, количестве. В рудных жилах и минерализованных зонах он образует в основном вкрапления. Встречаются две морфологические разновидности галенита: мелкозернистая, плотная, переходящая в свинчак, и крупно-кристаллическая разновидности. Мелко-зернистая разновидность галенита характеризуется гранобластической структурой с субпараллельной ориентацией отдельных зерен, что указывает на метаморфизованную природу данной разновидности. Отмеченный факт, а также наличие интраминерализационной трещины, заполненной галенитом и кальцитом, секущей рудное тело, в сложении которого, наряду с другими рудослагающими минералами, принимает участие и галенит, позволяет выделить в рудах Амтхельского рудопроявления две генерации галенита, разделенные во времени внутриминерализационной подвижкой, которая одновременно разграничивает гипогенный процесс минералообразования на две стадии. Пространственное расположение в рудных телах галенита первой и второй генерации позволяет заключить, что ранний галенит выделялся в конце первой стадии минерализации, а поздний — в начале второй стадии. Причем первая генерация галенита развивается в межзерновых пространствах минералов, выделившихся до внутриминерализационной подвижки, а вторая в призальбандных участках внутриминерализационной трещины.

Дисульфиды железа встречаются в рудах в малом количестве и представлены марказитом, пиритом и мельниковит-марказитом. Пирит и марказит встречаются обычно совместно и образованы одновременно со сфалеритом второй генерации. Выделение мельниковит-марказита приурочено к концу рудообразовательного процесса.

Халькопирит и пирротин являются редкими минералами в Амтхельских рудах. Основное их количество связано с эмульсионными вкраплениями в сфалерите первой генерации. Помимо этого халькопирит образует мелкие изометрические выделения в галените и жильных минералах, а пирротин встречается в виде мелких пластинчатых кристаллов в анкерите.

Редкие для Амтхельских руд минералы: блеклая руда, бурнонит, пираргирит, сульфовисмутит свинца, броньартит, самородное серебро, аргентит и джемсонит встречаются в виде мелких выделений и почти постоянно ассоциируют с галенитом.

Основные жильные минералы в рудах представлены кварцем и карбонатами. Последние представлены двумя различными



по составу и разновозрастными карбонатами — анкеритом и кальцитом. Менее распространен барит, который также представлен двумя разновозрастными генерациями; ранняя ассоциирует с анкеритом, поздняя — с кальцитом.

Химические и полуколичественно-спектральные анализы позволили установить в рудослагающих минералах ряд элементов-примесей. В сфалеритах содержание железа варьирует от 0,47 в клеифонах до 12,16% в марматитах. Полуколичественным спектральным анализом в сфалеритах установлено наличие кадмия, марганца, кобальта, титана, галлия, серебра, олова и висмута. В галенитах обнаружены примеси серебра, меди, сурьмы и висмута, наличие которых обусловлено мельчайшими вкраплениями различных сульфосолей в галенитах. Дисульфиды железа содержат примеси кобальта и мышьяка, что обусловлено тонкой вкрапленностью кобальтина, тесно ассоциирующего с дисульфидами железа.

Комплекс гипергенных минералов характеризуется достаточным разнообразием. В малом количестве в рудах отмечаются гринокит, церуссит, смитсонит, халькозин, гидроокислы железа, пироморфит и ярозит.

В рудных жилах и минерализованных зонах Амтхельского рудопоявления развиты различные текстурные типы руд, среди которых наиболее часто встречаются вкрапленные, вкрапленно-прожилковые и прожилковые руды. В подчиненном количестве отмечаются массивные, брекчиевые, кокардовые и ряд других текстурных типов.

На основании структурно-текстурных взаимоотношений рудослагающих минералов в забоях и стенках горных выработок, на штучных образцах и наблюдаемых микроскопически в эндогенном процессе свинцово-цинковой минерализации выделяются кварц-карбонатно-сульфидная и карбонатно-сульфидная стадии минерализации, отдаленные друг от друга внутриминерализационной тектонической подвижкой.

В первой стадии минерализации выделялись сфалерит двух типов, анкерит, пирит, марказит, кварц, основное количество галенита с сопутствующими редкими минералами и в малом количестве халькопирит, пирротин, кобальтин, барит, пренит и серицит. Во второй стадии минерализации выделялись малое количество галенита с сопутствующими минералами, кальцит и в ничтожном количестве кварц, барит, хлорит, мельниковит-марказит. Эта стадия минерализации слабо развита, и минералы ее распространены весьма ограничено.

Помимо Амтхельского рудопоявления к гранитоидным породам приурочено свинцово-цинковое оруденение жильного типа Асланихерского и Нижне-Барганского рудопоявления. На обоих рудопоявлениях оруденение связано с кварц-карбонатными и

кварц-серицит-хлоритовыми жилами с вкраплениями сфалерита и галенита. По составу и геологическим условиям нахождения они сходны с Амтхельским рудопоявлением.

Среди свинцово-цинковых проявлений в порфирировой свите байоса наиболее значительное Хицминское рудопоявление. Здесь зафиксировано свыше 50 маломощных (до 10 см) жил протяженностью 4–5 м (в одном случае до 50 м). Оруденение приурочено к оперяющим трещинам сброса и представлено кварц-карбонатно-баритовой жильной массой с прожилками и вкраплениями галенита, сфалерита и пирита. Прожилки рудных минералов концентрируются в основном в приальбандовых частях жил. Основной жильный минерал — карбонат; кварц и барит играют подчиненную роль (Иваницкий, 1963).

Все мелкие свинцово-цинковые проявления в порфирировой свите байоса примерно аналогичного состава и характеризуются сходными геологическими условиями нахождения; почти все они содержат барит в качестве жильного минерала и представляют собой как бы связывающее звено между свинцово-цинковой и баритовой формациями.

Свинцово-цинковые рудопоявления (часто с халькопиритом), приуроченные к песчано-сланцевой свите лейаса главным образом наложены на медно-пирротиновую и серноколчеданную минерализации. Исключение составляют Баклановское, Ачавчарское и Гвандринское свинцово-цинковые проявления, где рудная минерализация тесно ассоциирует с баритовым оруденением и образует мелкие барит-полиметаллические жилы (Букия, 1971).

#### Свинцово-цинковая стратиморфная формация

Эта формация, приуроченная к карбонатным отложениям верхней юры, представлена рудопоявлениями Брдзышха, Дзышра, Калдахвара и Бзыби. Наиболее значительными среди них являются Брдзышхинское и Дзыршинское рудопоявления.

Проявления свинцово-цинковых стратиморфных руд приурочены к антиклинорию Ахцу-Кацирха-Келасури, залегают в карбонатных отложениях — доломитах верхней юры и обладают рядом общих особенностей геологического строения, возраста, вещественного состава, морфологии, типа, а, следовательно, и генезиса (Твалчрелидзе, 1961).

Основная структурная единица, контролирующая свинцово-цинковую минерализацию Брдзышха-Дзыршинской группы рудопоявлений, по Т.В. Иваницкому (1963), — это Арвешский разлом, к которому тяготеют отдельные рудные проявления и который является, по-видимому, рудоподводящей структурой.

На поверхностных выходах рудопоявления Брдзышха и Ар-

еще первичная руда отсутствует, и рудные тела представлены своеобразной "железной шпатель", сложенной гидрогетитом, гетитом, лецитокроцитом, церусситом, англезитом, омиссонитом, пироморфитом и пилумбозитом. Реликты первичных руд установлены здесь примерно на глубине 50-80 м в виде гнезд галенита, кристаллов пирита, марказита, реже сфалерита. Рудная залежь представляет собой неправильной, сложной формы тело, участками согласно залегающее в доломитах.

На Дзыршинском рудопроявлении нет четко выраженных рудных тел с прожилково-вкрапленным характером оруденения. Оно стратифицировано и приурочено к отдельным пластам доломитов. В редких случаях оруденение связано с тектоническими трещинами, секущими доломиты. Руды первичные и представлены главным образом вкрапленностью крупнокристаллического галенита. Иногда наряду с вкрапленностью наблюдаются жилки, гнезда и карманы, сложенные сфалеритом. Аналогичного характера Бзыбское и Калдахварское рудопроявления.

Первичная сульфидная руда в карбонатных толщах является галенит-сфалеритовой со значительным содержанием дисульфидов железа. Жильная масса представлена исключительно карбонатом ряда доломит-кальцита и сидерита. Для руды характерно полное отсутствие кварца, халцедона и опала (Иваницкий, 1963).

Основной рудослагающий минерал стратиморфных свинцово-цинковых проявлений в карбонатных породах сфалерит представлен маложелезистой светло-окрашенной разностью. Сфалерит образует сплошные выделения и вкрапления в доломитах. Он корродирует марказит или же образует скелетные метакристаллические образования в нем, что указывает на более позднее выпадение из растворов сфалерита, по сравнению с марказитом. В агрегатах сфалерита часто наблюдаются анизотропные участки, что дало повод Т.В. Иваницкому высказать предположение о наличии в сростании со сфалеритом вюртцита. Это предположение затем было подтверждено рентгеновскими исследованиями Г.В. Цинцадзе (Иваницкий, Цинцадзе, 1959).

Галенит на различных рудопроявлениях присутствует в различных количествах, местами преобладая над сфалеритом. В зонах окисления рудопроявлений Брдышха и Арвеш галенит единственный сохранившийся гипогенный минерал. В первичных рудах галенит наблюдается в виде вкраплений в доломитах. Возрастные взаимоотношения сфалерита и галенита указывают на более позднее образование последнего.

Дисульфиды железа представлены пиритом и марказитом, которые принимают участие в сложении первичных руд и встречаются в виде реликтов во вторичных рудах. Пирит и марказит образуют тесные сростания, причем обычно преобладает марказит. Пирит более поздний минерал и развивается за счет марказита.

Жильные минералы свинцово-цинковых руд представлены

двумя разновидностями карбонатов: ранним-доломитом и поздним-сидеритом, причем последний имеет сравнительно ограниченное распространение в рудах. Обе разновидности карбоната образуют прожилки и неправильной формы выделения во вмещающих доломитах.

Из элементов-примесей в сфалеритах Дзыршинского рудопроявления обнаружены марганец, кобальт, никель, серебро, кадмий и галлий, в галенитах - медь, сурьма, мышьяк, никель, кобальт, серебро, молибден, марганец и кадмий, в марказитах - медь, титан, никель, хром (Иваницкий, 1963). Ассоциация гипогенных минералов свинцово-цинковой формации в карбонатных породах простая и состоит из одной парагенетической группы сфалерит-вюртцит-марказит-галенит-карбонат-пирит.

Условия образования вкрапленных свинцово-цинковых стратифицированных месторождений в карбонатных породах, в т.ч. и рудопроявлений Брдышха-Дзыршинской группы остаются дискуссионными. Ряд исследователей высказывает мнение о возможности образования свинцово-цинковых вкрапленных руд в карбонатных породах осадочным путем в морских прибрежных водоемах, с дальнейшим их метаморфизмом. Исследования Г.А. Твалчредидзе (1961) и Т.В. Иваницкого (1963) с достаточной убедительностью указывает на эпигенетический характер свинцово-цинковой минерализации. Отсутствие связи с магматическими породами, простой вещественный состав руд, согласное с вмещающими породами залегание рудных тел позволяют отнести формацию свинцово-цинковых вкрапленных руд в карбонатных породах к телетермальному генетическому типу.

#### Баритовая формация

Месторождения и рудопроявления баритовой формации Абхазии приурочены к зоне Южного склона Большого Кавказа и зоне Предгорий. Они залегают на различных стратиграфических горизонтах - от верхов сланцевых отложений лейаса до неокома включительно и представлены жильными и метасоматическими типами оруденений.

Жильные баритовые месторождения и проявления (Бзыбское, Пацкварское, Сакенское и др.) залегают в порфиритовой свите и представлены серией субпараллельных трещин, заполненных баритом, карбонатом и кварцем. Мощность жил в среднем варьирует от 0,1 до 1 м. Метасоматический тип оруденения (Апшринское месторождение) приурочен к известнякам и доломитам лужитанского возраста и представлен пластомобразной залежью мощностью до 20 м.

Пространственное размещение баритовых месторождений и рудопроявлений Грузии, по данным В.Д. Гуниава, Н.Ф. Шония и др. (1971), контролируется линейными, кулисообразно расположенными крупными антиклинальными складками и региональными разломами глубокого заложения. По данным этих же авторов, рудовмещающими в основном являются разрывы в южных крыльях асимметричных антиклинальных складок. Рудовмещающие разрывы обычно ориентированы в субширотном направлении.

В рудопроявлениях сложной барит-полиметаллической формации, залегающей в песчано-сланцевых отложениях лейаса (Гвандринское, Генцвишское и др. рудопроявления), преобладают рудовмещающие трещины субширотного направления. В порфиритовой свите байоса, в силу изотропности слагающих ее пород к дизъюнктивным деформациям, баритосодержащие жилы разного направления, однако преобладают жилы широтного, субширотного и субмеридионального простираний. Определенное влияние на формирование пластообразной залежи Апшринского месторождения, расположенного в известняках лузитана, оказывают трещины СЗ простирания (Гуниава, Шония, 1971). Среди месторождений и рудопроявлений баритовой формации выделяются два морфологических типа рудных тел — жильный и пластообразный.

Баритосодержащие жильные тела характеризуются широким распространением и представлены типичными жилами заполнения. Отдельные жилы характеризуются непостоянством мощности, наряду с раздувами в них встречаются и пережимы; простые рудные жилы часто разветвляются не менее мощные прожилки, приобретая вид слоистых жил. Пластообразные залежи баритовых руд встречаются сравнительно редко и представлены баритизированными и доломитизированными известняками. Сильно трещиноватые известняки лузитана, вмещающие баритовое оруденение, содержат барит в виде густых прожилок и вкраплений. Рудные тела пластообразной, реже линзообразной формы и характеризуются сравнительно низким содержанием барита. В образовании пластообразных залежей баритовых руд существенную роль играют процессы замещения.

Минеральный состав баритовых руд довольно простой. Из гипогенных минералов, помимо барита, в жильных барит-полиметаллических проявлениях, залегающих в сланцевых отложениях лейаса и вулканогенно-осадочных образованиях байоса встречается галенит, в меньшей мере — сфалерит, халькопирит и пирит и исключительно редко — киноварь, тетраэдрит, бурнонит и фрейслебонит. Распространенные жильные минералы — кварц, кальцит, анкерит и англезит. В пластовых вкрапленно-прожилковых оруденениях метасоматического типа рудные минералы встречаются весьма редко.

По количественному соотношению между отдельными минералами и наличию в некоторых месторождениях ассоциаций, неизвестных в других, Т.Д. Багратишвили в баритовых месторождениях Грузии было выделено шесть минералогических типов руд: 1) собственно баритовый, 2) барит-полиметаллический, 3) барит-кальцитовый, 4) барит-колчеданный, 5) барит-халцедоновый или барит-кварцевый и 6) барит-витеритовый. Помимо отмеченных шести минералогических типов В.Д. Гуниава, Н.Ф. Шония и др. выделяют еще три типа: барит-доломитовый, барит-марганцево-железистый и барит-киноварный. Рудные месторождения и проявления Абхазии относятся к барит-полиметаллическому (Кодорская группа жильных проявлений) и барит-доломитовому типам (Апшринская группа месторождений в карбонатных породах). Следует, однако, отметить, что среди минералогических типов баритовых руд часто наблюдаются взаимные переходы, местами же — вертикальная зональность, так что отмеченные на конкретных баритовых месторождениях те или иные ассоциации минералов во многом зависят от уровня современного среза рудных тел (Гуниава, Шония и др., 1971).

Структурно-текстурные взаимоотношения рудослагающих минералов месторождений и рудопроявлений баритовой формации, с учетом зонального строения большинства жил, явления замещения ранних минералов более поздними, наличие в жилах разноматемпературных минералов и закономерные парагенетические ассоциации в них — позволили Т.Д. Багратишвили выделить в гипогенном процессе баритовой минерализации стадии: добаритовую, баритовую и послебаритовую.

Первая стадия минерализации предшествует рудообразованию и выражается в основном в предрудном изменении боковых пород, с образованием хлорита, пирита, кварца и кальцита. Вторая — проявляется по-разному в различных типах баритового оруденения. В барит-полиметаллическом жильном типе вторая стадия минерализации начинается кристаллизацией сульфидов-сфалерита, халькопирита, галенита и марказита, которые с увеличением в растворах концентрации ионов кислорода сменяются сульфатами бария, кальция и железа. В месторождениях Апшринской группы сульфидная минерализация выражена весьма слабо и во второй стадии минерализации наблюдается главным образом выпадение барита, доломита, реже кварца и в незначительном количестве киновари. В третьей стадии минерализации наблюдается выделение в ничтожном количестве барита, затем кальцита, прозрачного кварца и гипса.

Таким образом, как видно из вышеизложенного, полиметаллическая минерализация в основном предшествует баритовой, хо-



ти на отдельных рудопроявлениях (Жица) наблюдается наложение сульфидной минерализации на кварц-барит-пиритовую (Иваницкий, 1963).

### Ртутная формация

Группа сурьмяно-ртутно-мышьяковых формаций в Абхазии представлена монометальной ртутной формацией, где основной промышленный минерал – киноварь. По ассоциациям жильных минералов, определяющихся, с одной стороны, составом исходных рудоносных растворов, а с другой – характером вмещающих пород, среди месторождений и рудопроявлений ртутной формации Абхазии выделяются кварц-диксит-киноварный и кварц-киноварный минералогические типы.

Характерная особенность сурьмяно-ртутно-мышьяковой группы рудных формаций – линейное ее размещение, обусловленное связью оруденения с региональными разломами глубинного заложения, разграничивающими крупные геоструктурные единицы (Смирнов, 1947; Сеницын, 1948; Смирнов, Рыженко, 1958; Твалчрелидзе, 1964; Федорчук, 1964). Месторождения и рудопроявления ртутной формации Абхазии не составляют в этом отношении исключения – они образуют две субпараллельные рудоносные зоны общекавказского простирания в северо-западной части Южного склона Большого Кавказа: северную (Ахей-Авадхарскую) и южную (Ахахча-Бетагскую). В пределах рудных зон ртутные месторождения и рудопроявления расположены кулисообразно, образуя линейно вытянутые прерывистые пояса.

Северная рудоносная зона, расположенная на стыке центрального воздымания кристаллического ядра Большого Кавказа и геосинклинали Южного склона, содержит два рудных поля – Ахейское и Авадхарское и ряд мелких рудопроявлений. Южная полоса ртутных оруденений расположена в зоне Предгорий Большого Кавказа, являющейся переходной между геосинклиналью Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбой Закавказского среднего массива и содержит рудопроявления Ахахча и Бетага.

Геологическая позиция месторождений и рудопроявлений Ахей-Авадхарской ртутноносной зоны определяется их приуроченностью к субширотным, линейно вытянутым зонам смятия и дробления. Последние представляют собой отображение на поверхности основной рудоконтролирующей структуры – системы нарушений – глубинных разломов (разломов фундамента) разграничивающих кристаллическое ядро Большого Кавказа от зоны Южного склона.

Положение Ахахча-Бетагской ртутноносной зоны в пределах шовного антиклинория Ахцу-Кацрха-Келасури, между двумя

существенно различными по истории развития геотектоническими единицами (геосинклиналь Южного склона – Грузинская глыба) обуславливает возможное наличие здесь скрытых глубинных разломов, контролирующих ртутные проявления.

Месторождения и рудопроявления ртутной формации в пределах Абхазии развиты в песчаниках, алевролитах и вулканокластолитах ахейской свиты (месторождения Шура и Чамашха Ахейского рудного поля), глинистых сланцах анчхойской свиты (месторождение Тхасоу Авадхарского рудного поля), вулканогенно-осадочных породах кутыкухской свиты (рудопроявление Мзимна Авадхарского рудного поля), в пластовой дайке альбитизированного диабазы, расположенного в глинистых сланцах кутыкухской свиты (рудопроявление Макратела Авадхарского рудного поля), в верхних горизонтах вулканогенно-осадочной свиты байоса (Ахахчинское рудопроявление) и глинисто-карбонатных отложениях верхней юры (рудопроявление Бетага).

Основная часть месторождений и рудопроявлений Авадхарского рудного поля (Тхасоу, Мзимна, Макратела) приурочены к южному крылу Кутыкухской синклинали, падающему на СВ 20–40° под углом 30–70°. На месторождении Тхасоу оруденелая зона фиксируется в виде нескольких рудных интервалов и представлена согласными линзами и жилами кварца с вкрапленным оруденением киновари. Реже в глинистых сланцах отмечаются линзы оруденелых песчаников. Рудопроявление Макратела представлено оруденелой пластовой дайкой альбитизированного диабазы. Последний раздроблен, пересечен трещинами различного направления, которые заполнены кварцем с вкраплениями и прожилками киновари. Среди оруденелых трещин доминирующие – трещины скалывания, падающие в основном в сторону, обратную падению дайки альбитизированного диабазы. Ртутная минерализация на рудопроявлении Мзимна представлена зонами дробления и трещиноватости в туфах, заполненных кварцем с вкраплениями киновари и реальгара. Месторождения Ахейского рудного поля приурочены к опрокинутым, моноклинально падающим на СВ 10–20° под углом 60–70° пачкам песчаников, алевролитов и вулканокластолитов ахейской свиты.

Ртутное оруденение на месторождении Шура представлено согласными напластованию пород зонами трещиноватости, дробления, смятия и брекчирования с вкраплениями киновари (реже выделения антимонита), образующими пластообразные тела неправильной формы. Помимо отмеченного, на месторождениях Шура и Чамашха фиксируются маломощные жилы со ртутной минерализацией, ориентированные поперек напластования песчаников и аргиллитов.

Промышленное ртутное оруденение (по О.Г. Барач, А.М. Виб-

лиани и др., 1968) сконцентрировано на месторождении Шура Ахейского рудного поля в виде трех рудоносных зон, расположенных на различных уровнях ахейской свиты.

Ахачинское рудопоявление приурочено к северному крылу кацирхинской асимметричной антиклинали, представляющей собой сложно построенную структуру субширотного простирания, осложненную серией поперечных мелких складок. Рудная зона представлена короткими маломощными прожилками кварц-киноварного состава в трещинах скалывания, расположенных в шарнирах и крыльях вторичных складок и вкраплениями киновари во вмещающих туфобрекчиях в верхних горизонтах порфиритовой свиты байоса.

Установление структурно-морфологических типов рудных тел в месторождениях и рудопоявлениях ртутной формации вопрос весьма сложный, так как рудные тела характеризуются чрезвычайной прихотливостью форм и невыдержанностью оруденения. Границы между промышленными рудными телами и вмещающими породами обычно не четкие, и установить их удается лишь по результатам опробования. Большинство исследователей ртутных месторождений (Смирнов, 1947; Поярков, 1955; Федорчук, 1964 и др.) выделяют три основных морфологических типа рудных тел: пластовый (согласный), жильный (секущий) и гнездообразный. Изучение строения рудных тел в естественных обнажениях и горных выработках позволило нам в Абхазских ртутных месторождениях и рудопоявлениях выделить следующие морфологические типы рудных тел: 1) рудные тела в согласных зонах дробления в песчаниках, 2) согласные кварцево-рудные жилы сложного строения в зонах внутрiformационного расслоения и срывов в глинистых сланцах, 3) рудоносные жилы, косо секущие пластовую дайку диабаз, 4) рудоносные жилы, секущие слои песчаников поперек напластования, 5) рудные тела сложной формы в трещиноватых вулканогенных породах. Рудные тела первого и второго типа представляют собой согласные рудные тела, третьего и четвертого типа относятся к категории секущих, а пятого типа — к гнездообразной залежи (Отхмезури, 1976).

Минералогический состав руд ртутных месторождений и рудопоявлений Абхазии несложный. Гипогенные рудные минералы представлены киноварью, пиритом, в меньшем количестве антимонитом и реальгаром; редкие — марказитом, арсенопиритом, сфалеритом и мельчайшими выделениями ряда адиагностических минералов. Жильные минералы представлены кварцем, диккитом, кальцитом, хлоритом и серицитом, гипергенные — самородной ртутью, метацинабаритом, гидроокислами железа и вторичными минералами сурьмы.

Киноварь в ртутных рудах встречается главным образом в

виде вкраплений в кварцевых жилах, в цементе брекчий зон дробления и вулканогенных породах, реже он образует маломощные прожилки. Совместно с кварцем и диккитом киноварь встречается в трещинах отрыва, ориентированных поперек слоистости песчаников и алевролитов.

Вкрапления киновари в кварцевых жилах, залегающих в глинистых сланцах и цементе раздробленных песчаников, приурочены в основном к пустотам и межзерновым пространствам кварца, тогда как в вулканогенных породах они лишь изредка заполняют межзерновые пространства породообразующих минералов, развиваясь главным образом по порфирировым выделениям пироксена, роговой обманки, биотита и плагиоклаза, образуя совместно с кварцем мелкие линзы вдоль трещин спайности (рис. 8, 9).

В кварц-диккитовой жильной массе, заполняющей трещины отрыва в песчаниках и алевролитах, киноварь образует хорошо ограненные кристаллы (до 0,5–0,8 см), нарастающие на стенке. Местами кристаллы киновари сопровождаются шестоватыми агрегатами антимонита, которые корродируют его и образуют радиально-лучистые скопления с кристаллами киновари в центре.

Одновременно в редких случаях, когда антимонит и киноварь образуют сростания, наблюдаются мелкие, прожилкообразные выделения антимонита в киновари (рис. 10 и 11).

Наряду с вышеотмеченным, в киноварь-антимонитовых рудах Абхазии часто наблюдаются тонкие прожилки киновари вдоль трещин спайности антимонита.

Почти на всех месторождениях и рудопоявлениях встречается мелкозернистая порошковая киноварь, образующая примазки и налеты вдоль стенок трещин в песчаниках, алевролитах, реже глинистых сланцах.

В отличие от кварцевых жил, залегающих в глинистых сланцах, кварцевые жилы в песчаниках за пределами зон брекчирования содержат киноварь в ничтожно малом количестве. Лишь изредка, в некоторых секущих песчаниках трещинах, выполненных кристаллами кварца, имеются друзовые пустоты, содержащие кристаллы киновари, нарастающие на грани антимонита и позднего кварца.

Коррозия и обрастание идиоморфных кристаллов киновари антимонитом, с одной стороны, и наличие тонких прожилок киновари вдоль трещин спайности в антимоните, а также нарастание киновари на друзы кварца и шестоватые кристаллы антимонита с другой, свидетельствуют о присутствии в рудах двух генераций киновари, образовавшихся до и после кристаллизации антимонита. Частичное перекрывание во времени образования киновари и антимонита исключается, так как эти минералы совместно встречаются



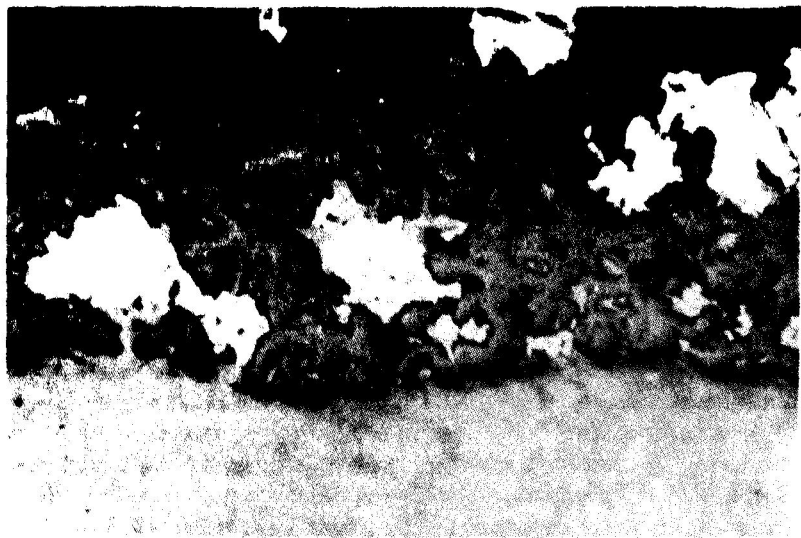


Рис. 8. Выделение киновари (белое) в агрегате кварца (темно-серое) на контакте с карбонатом (светло-серое). Полированный шлиф. Ув. 25. Снято в одном николе. Авадхарское рудное поле. Рудопоявление Тхасоу, залегающее в глинистых сланцах.



Рис. 9. Киноварь (белое) развивающаяся вдоль спайности в биотите (серое). Полированный шлиф. Ув. 90. Снято в одном николе. Рудопоявление Ахахча, залегающее в вулканогенных породах.

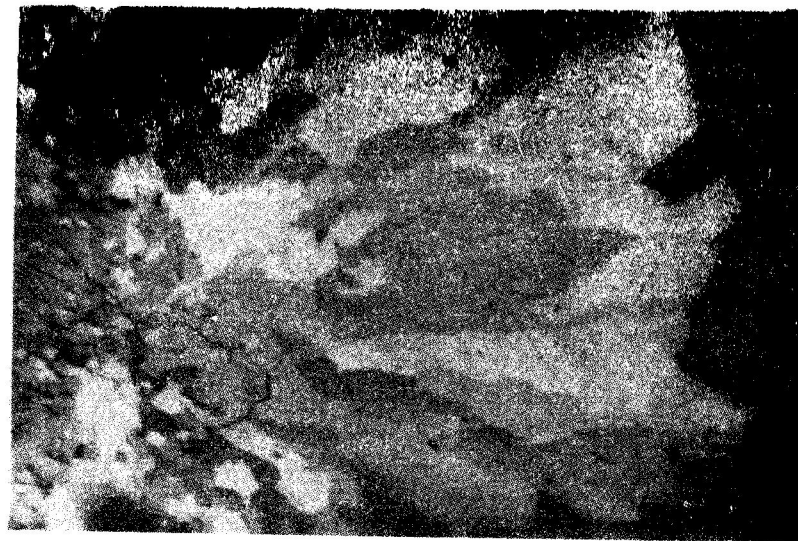


Рис. 10. Киноварь (темно-серое), корродируемая и обрастающая радиально-лучистым агрегатом антимонита (удлиненные анизотропные выделения). Полированный шлиф. Ув. 33. Николи полускрещены. Ахейское рудное поле. Месторождение Шура.

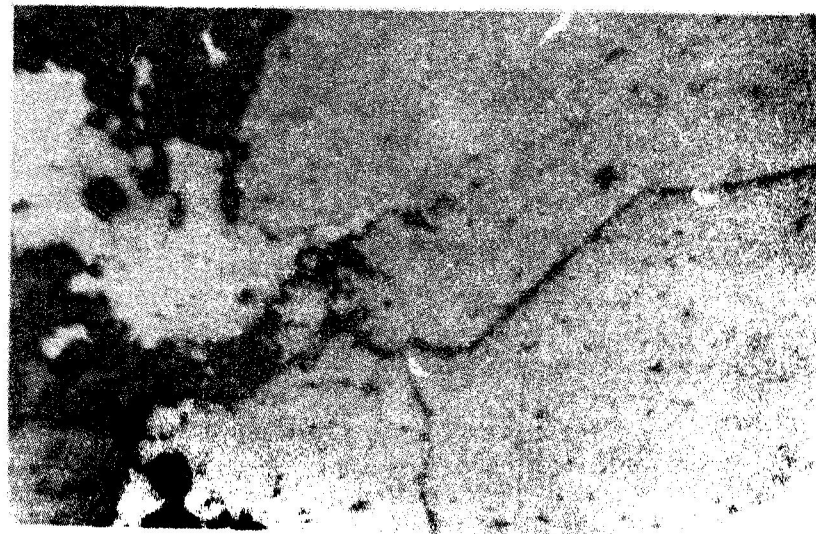


Рис. 11. Проникновение антимонита (светло-серое) в зерно киновари. Полированный шлиф. Ув. 33. Снято в одном николе. Ахейское рудное поле. Месторождение Шура.

ся довольно редко и не образуют никаких закономерных сростаний.

С киноварью тесно ассоциируют редкие минералы бертьерит, менегенит – Авадхарское рудное поле (Кекелия, Салия, 1968) и три адигностичных минерала – Авадхарское рудное поле (Абесадзе, Амания, Отхмезури и др., 1968). Все отмеченные минералы образуют мельчайшие вкрапления изометрической, местами удлиненной формы в зернах киновари.

Спектральными анализами в киновари установлены примеси сурьмы, мышьяка, свинца, обусловленные, по-видимому, наличием мелких вкраплений вышеотмеченных редких минералов. Химическими анализами мономинеральных проб в киновари установлено: мышьяка до 0,12%, сурьмы до 0,3%; характерные для киновари элементы-примеси селен, теллур, висмут, таллий – в ртутных рудах Абхазии не обнаружены.

Антимонит в ртутных рудах Абхазии распространен ограниченно и представлен шестоватыми, игольчатыми, местами изогнутыми двойникованными кристаллами размером до 3–5 см. Главным образом антимонит встречается в трещинах отрыва в песчаниках и трещинах скалывания в будинированных диабазах, совместно с кварцем, диккитом и киноварью. В кварцевых жилах, согласно залегающих в глинистых сланцах, антимонит встречается редко в виде мелких удлиненных кристаллов. Возрастные взаимоотношения антимонита с рудослагающими минералами указывают, что антимонит образовался непосредственно после кристаллизации киновари первой генерации.

Пирит в рудах ртутной формации имеет подчиненное распространение; лишь на рудопроявлениях Ахахча и Агурипста, приуроченных к вулканогенным толщам, пирит присутствует в равном с киноварью количестве. В ртутных рудах отмечены два морфологических типа выделений пирита – идиоморфные кристаллы, образующие единичные вкрапления или скопления во вмещающих породах и жилах кварца, которые местами сильно раздроблены и цементуются киноварью и карбонатом, и мелкокристаллический пирит, образующий тонкие прожилки вдоль межзерновых пространств киновари и встречающийся в тонкораспыленном состоянии в поздних карбонатах (рис. 12 и 13).

Отмеченные морфологические типы пирита соответствуют двум генерациям. Образование первой генерации пирита (идиоморфного, сравнительно крупнокристаллического) приурочено к началу рудообразовательного процесса. Вторая генерация пирита кристаллизовалась, по-видимому, в заключительную стадию образования руд. В ассоциации с пиритом в рудах Ахахчинского рудопрояв-

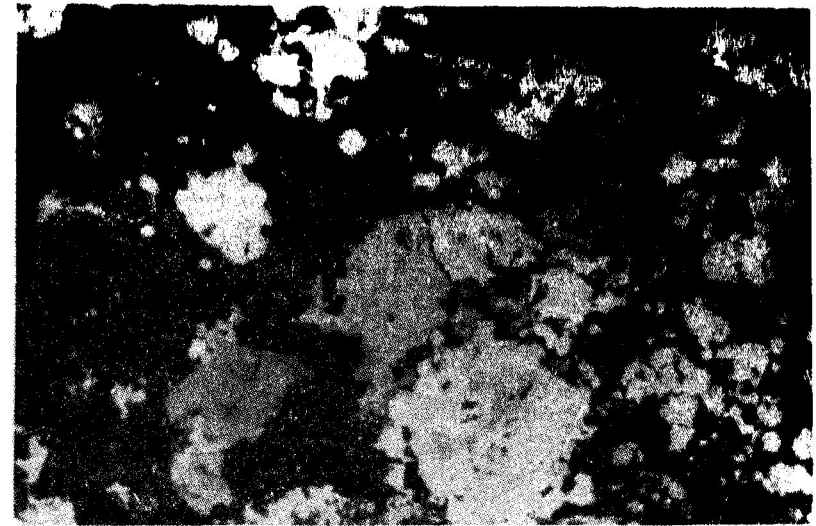


Рис. 12. Киноварь (темно-серое), корродирующая кристаллы пирита (белое). Полированный шлиф. Ув. 90. Снято в одном никеле. Рудопроявление Ахахча.

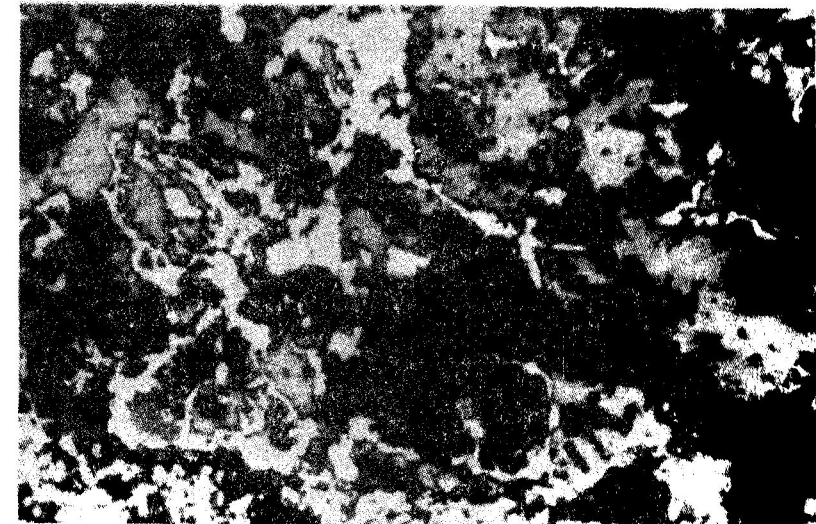


Рис. 13. Прожилкообразные выделения пирита (белое) в киновари (темно-серое). Полированный шлиф. Ув. 90. Снято в одном никеле. Рудопроявление Ахахча.

ния наблюдается марказит, различающийся по периферии скопления пирита ранней генерации.

Реальгар и аурипигмент в малом количестве отмечены на Авадхарском рудном поле в ассоциации с антимонитом и киноварью в прожилках кварца.

Арсенопирит встречается в рудах в ничтожном количестве в тесной ассоциации с ранним пиритом.

Сфалерит, галенит и халькопирит образуют мелкие вкрапления в раннем кварце. В редких случаях мелкие, изометрические включения отмеченных минералов присутствуют в киновари и антимоните.

Основные жильные минералы в ртутных рудах Абхазии — кварц и диккит. Лишь на Агурипстинском рудопроявлении, приуроченном к туфам порфиритовой свиты байоса, основным рудным минералом является карбонат.

Кварц образует жилы и линзы различной мощности в глинистых сланцах, алевролитах, песчаниках и вулканогенных породах, сложенные сплошными агрегатами молочно-белого цвета. В редких случаях в кварцевых жилах отмечаются друзовые полости, выполненные кристаллами более или менее прозрачного кварца, на которые нарастают выделения киновари и антимонита. Наблюдаются две разновидности кварца, соответствующие двум генерациям. Ранняя генерация, слагающая жилы, линзы и прожилки в глинистых сланцах, песчаниках и магматических образованиях, представлена крупнозернистыми молочно-белыми, часто трещиноватыми агрегатами с мелкими редкими вкраплениями пирита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Кварц ранней генерации в большинстве случаев раздроблен, перекристаллизован и характеризуется сильным волнистым угасанием. Обломки кварца цементируются карбонатами, а в некоторых случаях выделениями позднего кварца (рис. 14).

Вторая генерация кварца встречается в подчиненном количестве, совместно с киноварью, диккитом и кальцитом, опережая их выделение. Поздний кварц обычно мелкозернистый, местами скрыто-кристаллический; формирование его начинается несколько позже раннего кварца, от которого разграничено значительными тектоническими подвижками, вызвавшими разлинзование, дробление и перекристаллизацию агрегатов ранней генерации кварца.

Диккит, характерный жильный минерал ртутных месторождений, залегает в алюмосиликатных породах. Он образует мелкие прожилки и гнезда в жилах кварца, песчаниках, алевролитах и глинистых сланцах. Диккит мелкочешуйчатого (0,01–0,05 мм) таблитчатого строения с хорошо выраженной спайностью, местами встречается в виде радиально-лучистых агрегатов. Диккит — постоянный спут-

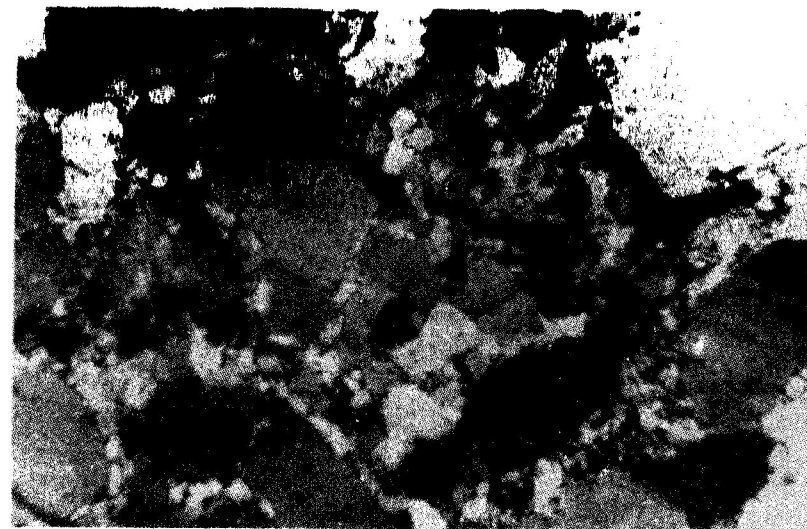


Рис. 14. Раздробленный кварц ранней генерации, сцементированный поздним кварцем. Прозрачный шлиф. Ув. 33. Никколи скрещены. Ахейское рудное поле. Месторождение Шура.

них киновари в ртутных месторождениях и рудопроявлениях, и в этом отношении представляет собой надежный поисковый индикатор ртутного оруденения. В кварцевых жилах диккит, совместно с киноварью, образует мелкие скопления и прожилки или встречается в виде рассеянных чешуйчатых включений, а также в виде примазок на стенках трещин в песчаниках и глинистых сланцах. Диккит в абхазских ртутных рудах, на основании оптического, химического, термографического и рентгенометрического исследований, однозначно был определен С.А. Кекелия и Дж.С. Салия (1966).

Карбонаты, за исключением Агурипстинского рудопроявления, в ртутных рудах Абхазии распространены в малом количестве. Они встречаются как в кварцево-рудных жилах, так и во вмещающих песчаниках, алевролитах, глинистых сланцах, диабазх и эффузивных породах, где они замещают отдельные породообразующие минералы, а местами целые участки пород. В кварцево-рудных жилах карбонаты образуют прожилки в раннем, раздробленном кварце, проникают в межзерновое пространство и цементируют его. С другой стороны, мелкие кристаллы позднего кварца отмечены вдоль трещин карбонатов, что указывает на образование определенного количества данного минерала в ранней ста-



дии минерализации. Одновременно с этим установлено наличие мелких ксеноморфных вкраплений карбоната, заполняющих друзовидные пустоты между идиоморфными кристаллами позднего, мелкозернистого кварца, что свидетельствует о существовании второй, более поздней генерации карбоната. Это обстоятельство подтверждается в ряде случаев наличием прожилков позднего карбоната вдоль межзерновых пространств ранней генерации отмеченного минерала. Поздний карбонат часто выявляет полисинтетически слвойникованные срастания, следы дробления или перекристаллизации в нем не заметны. Судя по взаимоотношению с рудослагающими минералами ртутной формации, образование позднего карбоната приурочено к заключительной стадии формирования руд.

Химические, рентгенометрические и термические исследования карбонатов в ртутных рудах позволяют выделить среди них кальцит, доломит и анкерит (Кекелия, Салия, 1966), причем анкеритом и доломитом сложены, по-видимому, карбонаты ранней генерации, а поздние карбонаты распространены более широко, в рудах представлены кальцитом.

Вторичные процессы в месторождениях и рудопроявлениях ртутной формации развиты слабо. Вторичные минералы — самородная ртуть, метацинабарит, гидрокислы железа, стибиконит, вальпентинит и кермезит встречаются в верхних горизонтах месторождений и рудопроявлений.

Текстуры руд ртутной формации не отличаются большим разнообразием. Наиболее распространенный тип руд — вкрапленная текстура. Вкрапленные руды встречаются в кварцевых жилах месторождения Тхасоу и рудопроявления Макратела, в брекчированных песчаниках месторождения Шура и вулканогенных породах Ахачинского рудопроявления. Вкрапления киновари главным образом заполняют межзерновые пространства кварца ранней и поздней генерации, залегающих в виде жил в глинистых сланцах, реже они встречаются в прожилках карбоната. В брекчированных песчаниках вкрапления киновари расположены в межобломочной массе, представленной песчаным материалом совместно с диккитом и поздним кварцем. В обломках песчаников и линзах раннего кварца вкрапления киновари наблюдаются редко. В вулканогенных породах порфиритовой свиты на рудопроявлении Ахача вкрапления киновари помимо выполнения пустот образуются и за счет замещения порфириновых выделений породообразующих минералов — плагиоклаза, роговой обманки и пироксена. В редких случаях в трещиноватых песчаниках и вулканогенных породах, наряду с выполнением поровых пустот и межзерновых пространств, киноварь заполняет тончайшие трещины, обуславливая образование вкрапленно-прожилковых текстур.

Образование собственно прожилковых текстур обусловлено наличием трещин в компетентных породах — диабазах, песчаниках

и реже алевролитах. Жильное заполнение этих трещин состоит из кварца, диккита и киновари, которые присутствуют приблизительно в равных количествах, часто наряду с отмеченными минералами в жилах присутствует и антимонит. Песчаники, секущиеся жилами кварц-диккит-сульфидного состава поперек напластования, обычно раскалываются вдоль прожилков и по плоскостям скола ясно наблюдается нарастание минералов на стенки трещин. Вся масса минералов новообразований в данном случае концентрируется в полости трещин и распространение их в массу вмещающих пород в виде вкраплений наблюдается редко.

Брекчиевая текстура руд, аналогично прожилковой, характерна для компетентных пород. Она является продуктом завершающего этапа формирования текстур руд в зонах дробления и трещиноватости в ряду: прожилковые → прожилковосетчатые → брекчиевые текстуры. Прожилково-сетчатые и брекчиевые текстуры руд образуются в участках сильной трещиноватости, в зонах дробления, при наличии систем взаимопересекающихся трещин. В отличие от прожилково-сетчатых типов руд, в рудах брекчиевой текстуры количественные соотношения цемента с обломками увеличено и, наряду с жильным выполнением, цементом служит истертый и раздробленный материал вмещающих пород. Помимо этого, в рудах брекчиевой текстуры наблюдается изменение первичной ориентации обломков пород. В брекчированных песчаниках межобломочная масса представлена песчаным материалом совместно с диккитом и кварцем, содержащими вкрапления киновари (месторождение Шура). В брекчированных участках алевролитов (рудопроявление Чамаша) раздробленные угловатые обломки пород сцементированы кварц-диккитовой массой, в которой киноварь образует вкрапления размерами 1–2 мм. Брекчиевые текстуры руд наблюдаются и в оруденелых дайках диабаза (рудопроявление Макратела). Руды брекчиевой текстуры здесь представлены обломками сильно измененных карбонатизированных диабазов, сцементированных мелкозернистым поздним кварцем с тонкими вкраплениями киновари. В ряде случаев обломки карбонатизированных диабазов окаймляются полосками (до 1 мм ширины) шестоватого кварца, реже перистого карбоната, придавая брекчиевой текстуре кокардовый характер. Иногда в трещинных полостях песчаников наблюдается образование друзовых пустот, способствующих свободному росту кристаллов и возникновению друзовых текстур. Руды друзовой текстуры представлены агрегатами кристаллов позднего кварца, на которые нарастают идиоморфные кристаллы киновари, а местами и антимонита.

Текстурные особенности руд ртутной формации, в частности наличие брекчиевых, прожилковых, друзовых текстур, а также вкрапленных текстур, обусловленных наличием рудных минералов в пустотах и межзерновых пространствах вмещающих пород и жи-

данных минералов, с учетом морфологии рудных тел, указывает, что образование руд происходило в основном путем выполнения полостей. Процессы замещения в формировании руд ртутной формации существенную роль, по-видимому, не играют.

Минералогическое исследование, анализ структурно-текстурных особенностей руд позволяют выделить в процессе формирования ртутного оруденения Абхазии кварц-пиритовую и кварц-диккит-киноварную стадии минерализации.

М.А. Карасик, Г.А. Булкин и А.П. Большаков (1962) обобщили большой фактический материал по минералогическому составу и стадийности формирования ртутных месторождений Средиземноморской провинции и пришли к выводу, что образование их в основном проходило в течение трех стадий кварц-пиритовой, кварц-кволинит-антимонит-киноварной и карбонат-антимонит-киноварной стадий. Помимо трех основных выделяются несколько сопутствующих стадий, которые распространены сравнительно реже.

Выявленные в ртутных месторождениях и рудопроявлениях Абхазии стадии минерализации соответствуют первой и второй стадиям М.А. Карасика и др. (1962), с незначительной сопутствующей мышьяковой минерализацией.

В первую стадию минерализации в песчаниках, глинистых сланцах, алевролитах образовались безрудные кварцевые жилы, сложенные кварцем первой генерации с примесью карбоната и вкраплениями пирита, реже арсенопирита, сфалерита, халькопирита и галенита. Первая стадия минерализации сопровождалась окварцеванием и в меньшей степени карбонатизацией вмещающих пород. Тектонические подвижки, разграничивающие первую стадию минерализации от второй, вызвали дробление продуктов ранней стадии, разлинзование согласных кварцевых жил, образование поперечных трещин и зон брекчирования в песчаниках, алевролитах и диабазах. Наличием трещин и зон брекчирования большой проницаемости в компетентных породах объясняется тот факт, что в кварцевых жилах и линзах, приуроченных к песчаникам, наложенные киноварной минерализации на продукты первой стадии наблюдается исключительно редко. Вся масса руды сконцентрирована либо в цементе брекчий, либо в трещинах компетентных пород. Иная картина наблюдается в глинистых сланцах месторождения Тхисоу (Авалхарское рудное поле). Здесь в сложных кварцевых жилах, приуроченных к зонам внутрiformационного отрыва и расщепления киноварь главным образом приурочена к межзерновым пустотам кварца.

Минералы второй стадии представлены поздним кварцем, карбонатами, киноварью двух генераций с сопутствующими редкими минералами, диккитом, антимонитом, поздним пиритом, реальгаром и аурипигментом. Возрастные взаимоотношения кварца с

другими рудослагающими минералами указывает, что вторая стадия минерализации началась выделением кварца второй генерации. Непосредственно после кристаллизации кварца образовалась, по-видимому, киноварь первой генерации, встречающаяся в виде хорошо ограниченных изометрических кристаллов в жилах выполнения. На наличие двух генераций киновари в ртутных рудах указывают ее возрастные взаимоотношения с антимонитом. Изометрические кристаллы киновари корродируются и обрастают радиально-лучистыми агрегатами антимонита; наблюдаются мелкие прожилки киновари вдоль трещин спайности в антимоните. Пространственная разобщенность киновари и антимонита (весьма редко встречающиеся их сростания) не позволяют допустить перекрыванию во времени образования этих минералов. Первая генерация киновари кристаллизовалась после выделения кварца и до антимонита. Совместно с киноварью первой генерации образовался и диккит. Вслед за кристаллизацией киновари первой генерации выделялся антимонит. После завершения кристаллизации антимонита началось отложение основной массы киновари второй генерации совместно с диккитом и сопутствующими редкими минералами. Эндогенный процесс минералообразования на месторождениях и рудопроявлениях завершается кристаллизацией позднего пирита, реальгара, аурипигмента и карбоната.

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Изложенный выше фактический материал указывает, что формирование современной структуры высокогорной Абхазии происходило в основном в альпийском цикле тектогенеза, хотя на ее территории имеются участки и более ранней консолидации.

Исследования серноколчеданных, медно-пирротиновых, свинцово-цинковых жильных и стратиморфных, баритовых и ртутных формаций позволяют отметить, что они образовались в альпийскую металлогеническую эпоху, совпадающую с альпийским (ранняя юра - антропоген) тектоно-магматическим циклом. Рудные образования более ранних металлогенических эпох, в частности герцинской металлогенической эпохи, широко развитые в пределах Северного Кавказа, в Абхазии не выявлены.

В настоящей работе мы рассматриваем альпийскую металлогеническую эпоху как единую (аналогично альпийскому тектоническому циклу), состоящую из раннеальпийского (нижняя и средняя юра), среднеальпийского (верхняя юра-эоцен) и позднеальпийского (олигоцен-антропоген) подциклов, в течение которых в различных геотектонических зонах Абхазии были сформированы соответствующие структурные этажи.

И.П. Гамкрелидзе (1969) в альпийском цикле тектоничес-



кого развитии западной части Южного склона Большого Кавказа выделяет два главных этапа и четыре основные стадии: а) лояс-доггер и б) мальм-эоцен — геосинклинальный этап, в) олигоцен-средний сармат и г) поздний сармат-антропоген — орогенный этап. Ранне- и средноальпийский подциклы, отмеченные выше, соответствуют геосинклинальному этапу, а позднеальпийский подцикл — орогенному этапу развития.

В областях с геосинклинальным типом развития промышленное гидротермальное оруденение, как правило, возникает в поздней стадии тектономагматического цикла (Вольфсон, Лукин и др., 1969). Альпийская геосинклиналь Большого Кавказа в этом отношении, по-видимому, не исключение. Комплексные геологические исследования, проведенные за последние годы и анализ существующего материала по геологии и полезным ископаемым Абхазии показали, что рудные формации образовались главным образом в заключительной стадии альпийской металлогенической эпохи.

Начало альпийской металлогенической эпохи совпадает с интенсивным погружением и образованием обширного геосинклинального бассейна Южного склона Большого Кавказа. В ранней юре в геосинклинальном бассейне отлагался в основном терригенный материал, переслаивающийся с вулканогенными породами порфиритового, реже спилитового состава.

Как уже отмечалось, в низах ахейской свиты (тоар) в ущельях правых притоков р. Бзыби, в ее верхнем течении, наблюдаются маломощные прослои микролитовых диабазовых витрофиритов. В этой же свите отмечаются залежи серноколчеданных руд, представленных чередованием пиритовых прослоев с песчаниками и алевролитами. Прослои серного колчедана, состоящие главным образом из пирита, в ничтожном количестве содержат ксеноморфные выделения халькопирита и сфалерита. Залежи серноколчеданных руд раздроблены, будинированы, местами сильно брекчированы. Наблюдаются они в основном в полосе развития диабазовых витрофиритов — в ущельях рр. Западный Скеу, Скеу, Чамагвара, Шхалзия, Шхалпарт и Башкацара. Исследование изотопных соотношений серы пиритовых сингенетических вкраплений из диабазовых витрофиритов и пиритов серноколчеданных залежей показывают хорошую сходимость результатов. Это позволяет предположить гидротермально-осадочный генезис серноколчеданных залежей верхнего течения р. Бзыби и увязать их с поствулканической гидротермальной деятельностью тоарского возраста. Продукты поствулканической деятельности в виде серного колчедана отлагались на дне тоарского бассейна совместно с аргиллитами и песчаниками ахейской свиты. Таким образом, формирование серно-колчеданных руд в пределах Северной Абхазии связано с геосинклинальным этапом развития раннеальпийского (киммерийского) подцикла альпийской металлогенической эпохи.

За терригенным осадконакоплением лояса в зонах Южного склона и Предгорий в верхнем эоцене следует подводный кератофиновый и спилит-порфириновый вулканизм, который достиг максимального развития в байосском веке, когда была сформирована мощная толща спилит-порфиритовой формации. В конце байоса — в бате общее погружение сменяется регрессией и частичной инверсией. На фоне общего поднятия, в западном сегменте зоны Южного склона сохранился геосинклинальный режим, где в бате продолжалось накопление субфлишевых отложений. Местами сохранились также мелкие полузамкнутые и замкнутые бассейны, где происходило образование среднеюрских угленосных толщ. Общее воздымание сопровождалось внедрением гранитоидных интрузий батского возраста в пределах Северо-Западной и Центральной Абхазии. В этот период формируются рудные проявления, генетически связанные с гранитоидными интрузиями, в частности, скарново-магнетитовые Санчарского и редкометальные Келасурского массивов. Первые из них известны в верховьях рр. Санчаро и Бедая. Они представлены гранатовыми скарнами, развитыми на контакте гранитоидов Санчарского интрузива с линзами мраморизованных известняков, содержащими линзы и гнезда магнетита, изредка пирротина и халькопирита.

Редкометальные проявления представлены маломощными кварц-карбонатно-хлоритовыми жилами, в которых встречаются касситерит, шеелит, молибденит и арсенопирит. Чешуйки молибденита отмечены также и в маломощных пегматитовых жилах. Редкометальные проявления генетически связаны с кислой фацией гранитоидов — с аплитовидными и аляскитовыми гранитами (Гвахария и др.). Шлиховые ореолы в пределах Келасурского массива указывают на общую его зараженность редкометальной минерализацией, тогда как в шлиховых ореолах близрасположенного Горабского интрузива редкометальные минералы не обнаружены. С.Г. Букия, Е.М. Абамелик, Г.А. Твалчрелидзе (1965) предполагают, что причину отмеченного различия следует искать в характере Келасурского и Горабского интрузивов (сиалическая и базальтовая магмы, соответственно). Исследования М.Г. Тогонидзе (1973) показали, что гранитоидные породы, с которыми генетически связаны редкометальные рудопроявления, в пределах Горабского габбро-диоритового массива не обнажаются — они расположены на глубине.

Батской фазой складчатости завершается лишь начальная стадия альпийского развития западной части Большого Кавказа. Погружение, начавшееся в поздней юре, продолжалось до раннего олигоцена. Оно характеризуется в основном карбонатным осадконакоплением. В разное время, в различных участках нисходящие движения сменялись восходящими, что обусловило образование лагунных построивших свит, барьерных рифов и мостных носог-

лассий между отдельными толщами позднеюрских и меловых пород (Гамкредидзе, 1969; Адамия, Абсадзе и др., 1972).

Среднеальпийский подцикл развития довольно стерильной с точки зрения образования эндогенных рудных проявлений и месторождений. Возможно, со среднеальпийским подциклом связана часть баритовых залежей в карбонатных породах верхней юры.

Наиболее четко восходящие движения проявились в конце верхнего олигоцена, когда началась общая инверсия геосинклинали Южного склона Большого Кавказа — орогенная стадия альпийского развития рассматриваемой области.

Особенно велика роль в развитии всех основных структурных форм рассматриваемой области новейших (начиная с позднего сармата) движений, когда геосинклиналь Южного склона превращается в горноскладчатое сооружение и испытывает общее сводово-глыбовое поднятие. С орогенным этапом (верхнеальпийским подциклом) связано образование основных рудных формаций Большого Кавказа в пределах Абхазии.

Наиболее ранним, по времени образования, является медно-пирротиновая формация, месторождения и рудопроявления которой имеют довольно широкое распространение в пределах зоны Южного склона Большого Кавказа. Основная часть наиболее перспективных медно-пирротиновых рудопроявлений располагается в восточном сегменте Абхазской части зоны Южного склона и приурочена к субпараллельным Магана-Клычскому разлому (главному надвику) нарушениям взбросового характера. В малом количестве проявления медно-пирротиновых руд фиксируются в Северо-Западной Абхазии, главным образом в зоне сочленения кристаллического ядра и складчатой системы Южного склона. В ничтожном количестве наложенная медно-пирротиновая минерализация отмечается в магнетитовых скарнах Санчарского и гранатовых скарнах Горабского интрузивов.

Большинство исследователей медно-пирротиновых месторождений (Бетехтин, 1931; Харашвили, 1964; Твалчредидзе, 1961; Габашвили, 1966; Надирадзе и др., 1973) считают эти образования типичными гидротермальными, хотя за последние годы появились новые взгляды на генезис медно-пирротиновых оруденений. Так, В.И. Смирнов (1967), на основании осмотра крупных медно-пирротиновых месторождений восточной части Большого Кавказа, высказался о их сложном, гидротермально-осадочном происхождении. Пластовые залежи массивных сульфидов железа им рассматриваются как гидротермально-осадочные, а совмещенные с ними медное и цинковое оруденения — как последующие, гидротермальные. Примерно аналогичные идеи развивает В.И. Буадае (1969), на основании изучения медно-пирротинового месторождения Кизил-Доро. Гидротермально-осадочным он считает лишь массивные стратиморфные залежи серного колчедана и конкреционные обособле-

ния пирита, а пирротиновые залежи, пиритовые и полиметаллические жильные оруденения, по его мнению, эпигенетические. Д.Д. Мазанов (1969) выдвигает новую теорию седиментационно-диагенетически-катагенетического происхождения медно-пирротиновых руд Белоканского района Азербайджанской ССР. Медно-пирротиновое оруденение автор считает синхронным с вмещающими глинистыми сланцами, причем линзовидно-пластообразные тела оп относятся к позднедиагенетическим, а руды кварцево-сульфидных прожилок — к переотложенным в условиях катагенеза. Проведенные нами исследования целого ряда рудопроявлений медно-пирротиновой формации в пределах Абхазии показали, что пирротин-полиметаллическая минерализация имеет явно выраженный эпигенетический характер. На это указывает приуроченность рудной минерализации к тектонически раздробленным зонам, наличие руд прожилкового типа, где прожилки секут песчаники, диабазы и глинистые сланцы в различных направлениях, в том числе косо по отношению к кливажу, развитие брекчиевидных текстур руд-обломков вмещающих пород, сцементированных кварц-пирит-пирротин-халькопиритовым материалом, иногда с примесью карбоната, присутствие в брекчиевидных рудах обломков глинистых сланцев с различно ориентированной сланцеватостью отдельных обломков.

Перечисленные факты указывают, что между формированием глинистых сланцев и сингенетичных с ними серно-колчеданных руд и медно-пирротиновых оруденений существует значительный разрыв во времени, в течение которого происходили неоднократное складкообразование, развитие кливажа, изменение диабазов и вмещающих пород и дизъюнктивные нарушения.

Участки развития согласных залежей гидротермально-осадочной формации серного колчедана (верхнее течение р. Бзыби) служили своеобразными барьерами для рудоносных растворов, под воздействием которых массивные пиритовые руды замещались пирротином; в межзерновом пространстве последнего располагались минералы наложенной медно-полиметаллической минерализации. Образование пирротина за счет метасоматического замещения пирита подтверждается наличием сильно корродированных агрегатов пирита в массивных медно-пирротиновых рудах. В тех участках зоны Южного склона, где в лейасовых отложениях отсутствуют залежи сингенетичных серноколчеданных руд (Чхалтинская и Хецквара-Гешвишская рудоносные зоны) медно-пирротиновые проявления представлены медно-пирротин-полиметаллическим оруденением прожилкового и прожилково-сетчатого (штокверкового) типов. Таким образом, медно-пирротиновая минерализация при наличии серноколчеданного оруденения образует серноколчеданно-медно-пирротиновый комплекс, а при его отсутствии — собственно медно-пирротиновую формацию чистой линии или медно-пирротин-

полиметаллическую сложную формацию.

Рудопроявления медно-пирротиновой формации, судя по исследованию газово-жидких включений в жильном кварце, представляют собой в основном среднетемпературные образования. Газово-жидкие включения в кварце гомогенизируются в интервалах 300–280° и 200–155° (Твалчрелидзе, 1973).

Возраст медно-пирротиновых месторождений Южного склона Большого Кавказа различными исследователями определяется по-разному. Г.И. Харашвили (1949), приводивший исследование медно-пирротиновых проявлений Закавказской Кахети, основываясь на тяготении ряда рудных участков к диоритам и альбититам, допускал генетическую связь медно-пирротиновой минерализации с отмеченными породами, возраст которых определяется как батский. Позднее Г.И. Харашвили (1964), учитывая повсеместную пространственную связь оруденения со среднеюрским вулканизмом, предположил генетическую связь медно-пирротиновых месторождений с концом байосской магматической деятельности или, во всяком случае, с процессами, происходящими не позднее начальной стадии батского гранитообразования.

Г.А. Твалчрелидзе (1961, 1973, совместно с В. Панцулая) медно-пирротиновые месторождения Большого Кавказа относит к доскладчатой (раннегеосинклинальной) стадии киммерийской металлогенической эпохи и датирует их байосом.

Более древним считает медно-пирротиновое проявление бассейна р. Белая (СЗ Кавказ) В.С. Балицкий (1961). Основываясь на находке рудных обломков в пачке аргиллитовых брекчий, условно отнесенных к аалену, он связывает оруденение с предверхне-лойдасскими тектоническими движениями.

Ю.В. Мельников и В.В. Черницын (1972) на основании находок сульфидных галек в пластах и линзах конгломератов келловейского и байосского возрастов в междуречье Шинчай и Калалчай в Азербайджане приходят к выводу, что значительные массы сульфидов формировались до предкелловейской тектонической фазы.

Следует отметить, что в работе В.С. Балицкого не указан минералогический состав рудных галек. Обнаруженные Ю.В. Мельниковым и В.В. Черницыным гальки состоят главным образом из пирита и марказита; пирротин, халькопирит, галенит и сфалерит найдены в ничтожном количестве и лишь в искусственных шлихах. На наш взгляд без сравнительного изучения рудных галек, с одной стороны, и руд в коренном залегании, с другой, преждевременно считать рудные гальки продуктами размыва медно-пирротиновых толщ.

По мнению Т.Н. Габашвили (1966), наблюдаемые в медно-пирротиновых месторождениях Абхазии два типа минерализации (сорноколчеданная и медно-пирротиновая), соответственно датируются как байосский и батский.

Фактический материал о возрасте медно-пирротиновых оруденений (наличие прожилкового оруденения в диабазовых байосского и гранитоидах батского возраста) позволяет с достаточной убедительностью говорить о постсреднеюрском возрасте медно-пирротин-полиметаллической минерализации. Принимая во внимание значительный разрыв во времени между формированием сланцевых толщ, диабазовых даек и гранитоидных интрузий, с одной стороны, и медно-пирротиновых месторождений и рудопроявлений, с другой, а также связь оруденения с разрывными нарушениями, по-видимому, позднеальпийского возраста, образование медно-пирротиновых месторождений и рудопроявлений мы связываем с начальной стадией позднеальпийского орогенного этапа развития. К аналогичным выводам в отношении возраста медно-пирротиновых оруденений Южного склона Большого Кавказа мы пришли раньше, при изучении медно-пирротиновых проявлений Верхней Рачи и Сванетии (Надирадзе, Отхмезури и др., 1968, 1973), а еще раньше – В.Р. Надирадзе (1967).

Свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления Абхазии, как отмечено, приурочены в основном к зоне Предгорий. В зоне Южного склона собственно свинцово-цинковые проявления встречаются редко, в виде мелких секущих жил и гнезд в диабазовых и диабаз-порфиридах и в контактовых участках последних с глинистыми сланцами. Свинцово-цинковое оруденение в зоне Южного склона представляет собой в основном составную часть медно-пирротин-полиметаллической сложной формации. Исключения составляют рудные проявления бассейна р. Кодори, где свинцово-цинковая минерализация наряду с наложением на медно-пирротиновую формацию, образует фон, на котором, в свою очередь, развивается баритовое оруденение.

Собственно свинцово-цинковые рудные проявления зоны Предгорий образуют стратиморфную формацию в карбонатных породах и жильную – в гранитоидах. В этой же зоне встречаются смешанные рудопроявления сложной барит-полиметаллической формаций.

Свинцово-цинковая минерализация зоны Южного склона и Предгорий, с точки зрения минерального состава, в основном однотипны, если не принять во внимание резкое увеличение роли халькопирита в наложенной на медно-пирротиновую формацию свинцово-цинковой минерализации.

Наличие, наряду с собственно медно-пирротиновыми, свинцово-цинковыми и баритовыми рудопроявлениями, сложных медно-пирротин-полиметаллических оруденений указывает на взаимную связь этих формаций.

Как показали исследования П.Ф. Солюк (1962), по соотношениям колчеданного, свинцово-цинкового и баритового типов оруденений, значительная часть промышленной концентрации меди,



свинца, цинка и иногда барита относится к месторождениям колчеданной формации, широко развитой в ряде складчатых зон. Эти же металлы, а также барит, могут накапливаться и в различных жильных месторождениях, нередко развитых в тех же районах, где образуются типичные колчеданные месторождения. Как известно, рудообразующие минералы в колчеданных месторождениях отлагаются стадийно, и на отдельных месторождениях и рудопоявлениях могут проявиться не все стадии минерализации. В зависимости от длительности процесса образования месторождений, тектонического режима, при котором происходил этот процесс и от ряда других факторов, проявления различных стадий могут пространственно совмещаться или иногда встречаться разобщенно (Сопко, 1962). В нашем случае обнаруживается тесная пространственная и временная связь медно-пирротинового и свинцово-цинкового оруденения, с одной, и свинцово-цинкового и баритового, с другой стороны.

Как показали исследования свинцово-цинковых жильных месторождений и рудопоявлений в гранитоидах батского возраста (Отхмезури, 1960), формирование их протекало при низких и средних температурах в условиях малых глубин. Принимая во внимание гипабисальный характер гранитоидных массивов, образование которых происходило под мощным чехлом осадочных и эффузивно-осадочных образований лейаса и байоса, можно заключить, что, несмотря на тесную пространственную связь рудных тел с гранитоидными породами среднеюрского возраста, между образованием гранитоидов и свинцово-цинкового оруденения — довольно большой разрыв во времени. Скорее всего свинцово-цинковые жильные проявления в гранитоидах постмезозойские. Того же возраста, на наш взгляд, и стратиморфные залежи свинцово-цинковых руд в верхнеюрских доломитизированных известняках, связь которых с разрывными нарушениями с достаточной убедительностью доказана Т.В. Иванищким (1963).

Месторождения и рудопоявления баритовой формации приурочены в основном к зоне Предгорий; в меньшем количестве они дифференцированы в восточной части Южного склона (Кодорская группа баритовых месторождений). Баритовые месторождения и рудопоявления Западной Грузии Г.С. Дзоценидзе (1945) считает киммерийскими и генетически связывает с батским интрузивным комплексом. Г.А. Твалчрелидзе (1961) баритовое оруденение связывает с двумя металлогеническими эпохами — киммерийской и альпийской. Н.Ф. Шония (1959) процесс баритообразования считает одноактным и на основании структурных исследований баритовое оруденение относит к постсреднеэоценовым образованиям.

На основании аналогичных исследований на Чордском месторождении В.В. Надирадзе (1968) высказал мнение о постсредне-

миоценовом возрасте баритового оруденения. Геологические наблюдения на Диликаурском месторождении барита позволили Е.В. Николаишвили (1974) определить верхний возрастной предел баритового оруденения — средний миоцен. Исследования аргонового возраста баритовых месторождений Грузии (Гуниава, Шония и др., 1971) позволяют предположить наличие по крайней мере трех возрастных групп гидротермальных баритовых оруденений — позднеюрской, раннемеловой и неогеновой. Основная масса баритовых месторождений Абхазии, судя по возрастным взаимоотношениям медно-пирротинового, свинцово-цинкового и баритовой формаций относится, по-видимому, к неогену. Возможно, часть баритовых трещинных жил, приуроченных к порфиритовой свите байоса (там, где свинцово-цинковая минерализация развивается на фоне кварц-карбонатно-баритового оруденения), а также часть баритовых залежей в карбонатных породах позднеюрско-раннемелового возраста.

Из вышеизложенного ясно, что формирование медно-пирротинных, свинцово-цинковых и баритовых месторождений и рудопоявлений процесс взаимосвязанный, отдельные стадии которого по-разному проявляются в различных участках рассматриваемой территории. Отмеченные рудные формации представляют собой, по-видимому, раннеорогенные образования.

Формирование ртутных месторождений и рудопоявлений, широко распространенных в пределах Северо-Западной Абхазии, совпадает с позднеорогенной стадией альпийского тектогенеза — с общим складчато-блоковым воздыманием горного сооружения Большого Кавказа. Пространственное размещение ртутных месторождений и рудопоявлений контролируется разломами глубинного заложения, вдоль которых осуществляется транспорт ртутьсодержащих гидротерм из глубинных очагов. Связь ртутного оруденения с глубинными, преимущественно подкоровыми очагами, в настоящее время допускается большинством исследователей (Поярков, 1966; Кузнецов, 1968; Федорчук, 1969 и др.).

Исследователи ртутных месторождений Грузии (Бенделиани, 1938; Чичинадзе, 1945; Тогонидзе, 1957; Твалчрелидзе, 1961; Каландадзе, 1962; Кекелия, 1964; Букия, Абаелик и др., 1965; Надирадзе, Долидзе и др., 1968; Церцвадзе, 1972) структурой первого порядка, обуславливающей закономерности пространственного размещения ртутных месторождений Большого Кавказа, считают "Главный надвиг" — взброс большой амплитуды кристаллического ядра Большого Кавказа на нижнеюрскую сланцевую серию. К существенно иному выводу пришла Н.Г. Демидова (1964), изучавшая закономерности размещения ртутных месторождений Большого Кавказа. Основываясь на представлениях В.Е. Хаина и др. (1960), Н.Г. Демидова "Главный надвиг" считает активной структурой мезозойского возраста, утратившей свою мобильность к моменту формирования ртутных месторождений. Активными кайнозойскими



структурами регионального масштаба, контролирующими размещенно ртутных месторождений Большого Кавказа, Н.Г. Демидова считает красной долгоживущие глубинные разломы, ограничивающие с севера и юга Рача-Тянетский и Новороссийский флишевые синклиории. В Абхазии основной рудоконтролирующей структурой Н.Г. Демидова считает Краснополяско-Кодорский разлом, прослеживающийся, по ее мнению, от верховьев р. Кодори на востоке до бассейна р. Мзымта на западе. Представления Н.Г. Демидовой, в основном убедительные для Рача-Тянетского и Новороссийского флишевых бассейнов, в пределах Абхазии требуют определенных коррективов.

Проведенные в пределах Абхазии комплексные исследования значительно изменили взгляды на характер "Главного надвига" — долгоживущего глубинного нарушения древнего заложения, вдоль которого кристаллическое ядро палеозойского возраста надвинуто на нижнеюрские отложения. В частности, было установлено, что расположенные кулисообразно нарушения, фиксирующиеся на стыке пород нижней юры и палеозоя в пределах Северо-Западной Абхазии, сравнительно молодые, постнижнеюрские. Глубинный разлом (система разломов), разделяющий в раннюю юру консолидированную зону Главного хребта от геосинклинали Южного склона, проходил, по-видимому, южнее и в настоящее время фиксируется линейно расположенными зонами смятия, дробления и гидротермального изменения с ртутным оруденением.

В пределах рассматриваемой области геосинклинальный режим после батской фазы складчатости сохранился лишь в западном сегменте зоны Южного склона, на месте остаточного предъюрского геосинклинального трога, где в верхней юре и в мелу накопились субфлишевые отложения. От бассейна р. Псоу, к востоку субфлишевые отложения постепенно сменяются переходными и эпиплатформенными фациями, что указывает на смену геосинклинального режима на эпиконтинентальный. Субфлишевый трог Северо-Западной Абхазии, по-видимому, с востока замыкает Новороссийский флишевый бассейн. Так как отмеченный субфлишевый трог повторяет контуры предъюрской геосинклинали, то границы зоны Главного хребта и геосинклинали Южного склона (скрытый глубинный разлом, трассирующийся в настоящее время линейно расположенными ртутными месторождениями и рудопроявлениями) должны совпадать с северным краем субфлишевого бассейна Северо-Западной Абхазии. В этом отношении представления Н.Г. Демидовой вполне справедливы для западной части Горной Абхазии.

Что касается Центральной и Северо-Восточной Абхазии, палеогеографические и палеофациальные реконструкции позволяют утверждать, что эта область перед поздним мелом являлась областью размыва и в позднем мелу частично покрывалась мелким эпиконтинентальным морем. Нет никаких оснований допустить здесь

наличие верхнеюрско-мелового флишевого прогиба, якобы соединяющегося с Восточным флишевым бассейном Южного склона Большого Кавказа. Однако зона глубинного разлома Северо-Западной Абхазии, увязывающаяся на западе с северным краем Новороссийского флишевого синклиория, к востоку кулисообразно сменяется Магана-Клычским разломом и еще восточнее — Гебско-Лагодехским разломом, ограничивающим с севера Рача-Тянетский флишевый синклиорий.

Зона сочленения складчатой системы Южного склона и кристаллического ядра Большого Кавказа в восточной части Абхазии, в отличие от западной, практически не содержит ртутного оруденения — оно в ничтожном количестве обнаружено в коренном залегании и фиксируется главным образом в виде шлиховых ореолов.

В зоне Предгорий, переходной между геосинклиналью Южного склона и Грузинской глыбой, ртутная минерализация развита сравнительно слабо. Здесь отмечаются лишь шлиховые ореолы и мелкие проявления в коренном залегании (Ахахча, Бетага). Положение зоны Предгорий между двумя существенно различными по истории развития геотектоническими единицами — геосинклиналью Южного склона и Грузинской глыбой — обуславливает наличие здесь скрытых глубинных разломов, контролирующих ртутные рудопроявления.

Таким образом, основные структуры, контролирующие пространственное размещение ртутных месторождений и рудопроявлений рассматриваемой области, — это глубинные разломы, разграничивающие с севера и с юга складчатую систему Южного склона Большого Кавказа от кристаллического ядра Большого Кавказа с одной стороны, и Грузинской глыбой — с другой.

Установление точных возрастных границ проявления ртутной минерализации на Южном склоне Большого Кавказа проблема весьма сложная. О возрасте ртутной минерализации Абхазии нет единого мнения, хотя большинство исследователей считают ее сравнительно молодой — постмезозойской.

Г.А. Твалчрелидзе (1961) месторождения и рудопроявления ртутно-сурьмяно-мышьяковой формации считает постскладчатыми образованиями альпийской металлогенической эпохи. К аналогичным выводам пришла Н.Г. Демидова (1964), изучившая ртутные месторождения Наро-Мамисонского рудного поля. З.Я. Церцвадзе (1967), на основании изучения распределения ртути в разновозрастных отложениях в районе развития ртутных оруденений Грузии, пришел к выводу о постверхнеэоценовом возрасте последнего.

Данные, позволяющие в определенной мере судить о возрасте ртутной минерализации Южного склона Большого Кавказа сводятся к следующему: 1) коренные месторождения ртути обнаружены в отложениях различного возраста — от льяссовых до нижнемеловых (в последних локализуются некоторые ртутные месторожде-

нии и рудопроявлении Новороссийской группы на Северо-Западном Кавказе); 2) ртутные рудопроявления Абхазии пространственно связаны с зонами позднеальпийских глубинных разломов; 3) ртутная минерализация Южного склона Большого Кавказа, по-видимому, наиболее поздняя (за исключением, возможно, низкотемпературного мышьякового, реальгар-аурипигментового оруденения). Она замыкает во времени процесс эндогенного рудообразования на Южном склоне Большого Кавказа.

Приуроченность сурьмяно-ртутного оруденения к завершающим стадиям крупных металлогенических эпох палеозойского и мезо-кайнозойского возрастов Средиземноморского геосинклинального пояса (Твалчредидзе, 1964, 1972) указывает, на наш взгляд, на связь формирования ртутных месторождений и рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа с позднеальпийским тектогенезом (поздний неоген-антропоген), что подтверждается также приуроченностью ртутных месторождений к позднеальпийским структурам.

### З а к л ю ч е н и е

Исследования закономерностей образования и размещения эндогенных рудных месторождений и рудопроявлений в тесной связи с геологическим строением и историей развития рассматриваемой области, изучение вещественного состава руд, строения и структурно-морфологических особенностей рудных тел месторождений и проявлений различного типа позволили сделать некоторые выводы.

1. В пределах Абхазии, с точки зрения образования эндогенных рудных формаций различного типа, наиболее продуктивной является альпийская металлогеническая эпоха, которая нами, соответственно альпийскому тектономагматическому циклу, рассматривается как единая и разделяется на раннеальпийский (нижняя, средняя юра), среднеальпийский (верхняя юра-эоцен) и позднеальпийский (олигоцен-антропоген) подциклы. В течение этого цикла в различных геотектонических зонах Абхазии были сформированы соответствующие структурные этажи. Ранне- и среднеальпийский подциклы соответствуют геосинклинальному, а позднеальпийский подцикл - орогенному этапу развития северной части Абхазии.

2. Наиболее ранними рудными образованиями среди месторождений и рудопроявлений альпийского возраста в пределах рассматриваемой области нужно считать стратиморфные залежи массивных серноколчеданных руд гидротермально-осадочного генезиса, приуроченные к ахейской песчано-сланцевой свите толарского

возраста. Сингенетические залежи серноколчеданных руд сами по себе не представляют промышленной ценности, однако в позднеальпийскую эпоху, в процессе становления медно-пирротинового оруденения, служили, видимо, своеобразным фоном, на который накладывалась промышленная медно-пирротиновая минерализация.

3. Перед среднеальпийским подциклом наблюдается частная инверсия геосинклинали (батская фаза складчатости) и внедрение гранитоидных интрузий как на северной, так и на южной перифериях зоны Южного склона. С отмеченными гранитоидными интрузиями генетически связаны скарново-магнетитовые и редкометалльные проявления Санчарского и Келасурского массивов.

4. С орогенным этапом развития альпийской складчатой системы Большого Кавказа в пределах Абхазии связана основная масса рудных месторождений и проявлений, среди которых можно выделить раннеорогенные (доверхнесарматские) и позднеорогенные (постсреднесарматские) рудные образования.

5. Медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления развиты в основном в восточном сегменте зоны Южного склона в приконтактной полосе кристаллического ядра Главного хребта со складчатой системой Южного склона; они приурочены к субпараллельным чешуйчатым разрывам общекавказского простираения, сопряженным с Главным надвигом. В зонах разломов медно-пирротиновое оруденение образует штокверковые тела с прожилково-сетчатым оруденением. В верховьях р. Бзыбь медно-пирротиновое оруденение накладывается на серноколчеданные стратиморфные залежи, образуя массивные медно-пирротиновые руды, представляющие промышленный интерес. Свинцово-цинковые и баритовые месторождения и рудопроявления распространены главным образом в зоне Предгорий, в виде жильных и стратиморфных тел, контролируемых дизъюнктивными нарушениями разного порядка. В зоне Южного склона свинцово-цинковые и баритовые проявления встречаются в виде смешанных барит-полиметаллических и медно-пирротин-полиметаллических руд. Возраст медно-пирротиновых руд по ряду признаков определяется позднеальпийским. По соотношению медно-пирротинового оруденения со свинцово-цинковой и баритовой минерализацией возраст последних, видимо, также позднеальпийский.

6. Ртутная минерализация - наиболее поздняя среди эндогенных месторождений и рудопроявлений Абхазии. Она приурочена к периферийным частям западного сегмента зоны Южного склона (восточное замыкание Новороссийского флишевого синклинали). Ртутная минерализация контролируется скрытыми глубинными разломами, ограничивающими западную часть зоны Южного склона с севера и юга от кристаллического ядра Большого Кавказа и абхазской зоны Грузинской глыбы, соответственно. Формирование

ртутного оруденения связано с позднеорогоновой стадией.

7. В пространственном размещении месторождений и рудопроявлений различных эндогенных рудных формаций Абхазии основную роль играет структурный контроль оруденения. Почти все оруденения медно-пирротиновой, свинцово-цинковой, баритовой и ртутной формаций приурочены к дизъюнктивным нарушениям разного порядка. Исключение составляет сингенетическая серноколчеданная формация гидротермально-осадочного происхождения, с четко выраженным стратиграфическим контролем и скарново-магнетитовая и кварц-редкометалльная формации, контролируемые батским гранитоидным магматизмом.

8. В пространственном размещении медно-пирротиновых и ртутных оруденений вдоль приконтактной зоны кристаллического ядра Большого Кавказа и складчатой системы Южного склона наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в предпочтительном развитии ртутной минерализации в западной части отмеченной зоны, а медно-пирротиновой – в восточной. Эта закономерность обусловлена различием истории геологического развития и, соответственно, различным характером дизъюнктивных нарушений первого порядка, ограничивающих зону Южного склона от зоны Главного хребта и контролирующих медно-пирротиновые и ртутное оруденения в Северо-Восточной и Северо-Западной Абхазии.

9. На прилагаемой схеме размещения эндогенных месторождений и проявлений различных рудных формаций на территории Абхазии выделены структурные этажи и формации осадочных и магматических пород, нанесены месторождения и рудопроявления.

#### ЛИТЕРАТУРА

Абесадзе Г.Н. О природе "Главного надвига" Большого Кавказа в западной части Абхазии. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.

Адамия Ш.А. Докюрские образования Кавказа. Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., вып. 16, "Мецниереба", Тбилиси, 1968.

Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н. Стратиграфия метаморфических образований зоны Главного хребта. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.

Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н., Бендукидзе И.С., Беридзе М.А., Вашадзе Б.Г., Джапелидзе Т.В., Дудаури О.З., Кавтарадзе А.А., Какабадзе М.В., Кикодзе Г.С., Отхмезури З.В., Пайчадзе Т.А., Салуквадзе Н.Ш., Тогонидзе М.Г., Тодрия В.А. Структурно-фациальная зональность и история развития. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.

Адамия Ш.А., Топчишвили М.В., Беридзе М.А. К стратиграфии нижнеюрских отложений Центральной Абхазии. Сообщения АН СССР, т. 67, № 2. "Мецниереба", Тбилиси, 1972.

Балицкий В.С. К вопросу о возрасте полиметаллического оруденения на Северо-Западном Кавказе. Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ. Геол. сборн., вып. 3, 1961.

Бенделиани А.Е. Проявление редкометального оруденения в горах Верхней Рачи. "Разведка недр", № 3-4, 1938.

Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н. Нижняя юра. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.

Бетехтин А.Г. Минералогия Белоканского медного месторождения. Тр. Всес. геол.-развед. объединения, вып. 131, 1931.

Букия С.Г., Абаелик Е.М., Твалчрелидзе Г.А. Рудные пояса Абхазии. Тр. КИМСа, вып. У1 (8), сер. полезн. ископ., Тбилиси, 1965.

Вашадзе Б.Г. Тектоническое районирование по типам складчатости. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.

Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Особенности локализации гидротермального оруденения цветных и редких металлов. В кн.: "Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах". "Наука", М., 1968.

Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Корин

- И.З., Малиновский Е.П., Сафонов Ю.Г. Структурные условия локализации гидротермально-го оруденения в различных структурных этажах. В кн.: "Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии". т. 1, "Наука", М., 1969.
- Гамкрелидзе И.П. Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. "Геотектоника", № 4, 1969.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. ГИН АН СССР, сер. геол., т. X (XV), 1957.
- Гамкрелидзе П.Д. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Сб. тр. ГИН АН СССР, Изд-во АН СССР, Тбилиси, 1959.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. "Геотектоника", № 3, 1966.
- Демидова Н.Г. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа. В сб.: "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 7, "Наука", М., 1964.
- Джанелидзе Т.В., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н., Вашадзе Б.Г., Кавтарадзе А.А. Байос. Порфириновая свита. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Дзоценидзе Г.С. К вопросу генезиса баритовых месторождений Западной Грузии. Сообщения АН СССР, т. 6, №8, 1945.
- Дудаури О.З. Роль древнего субстрата в формировании среднеюрских гранитоидов Южного склона Большого Кавказа. В кн.: "Материалы петрографического совещания", Баку, 1969.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. Метаморфические образования зоны Предгорий. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. Постпалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Дудаури О.З., Кецховели Д.Н., Тогонидзе М.Г., Шенгелиа Д.М. Тектонический клин палеозойских кристаллических пород в верховьях р. Ацгара (Абхазия). Сообщ. АН СССР, 71, №1, 1973.
- Думбадзе Г.Д. Петрология Санчарского интрузива и вмещающих его толщ. Автореферат канд. диссерт., 1969.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.
- Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Иваницкий Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Монографии, № 2. Изд-во АН СССР, Тбилиси, 1963.
- Иваницкий Т.В., Цинцадзе Г.В. Вюрцит в близповерхностных низкотемпературных свинцово-цинковых рудах. Сб. тр. ГИН АН СССР, 1959.
- Какабадзе М.В. Меловая система. В кн.: Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии. "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Каландадзе А.Д. Закономерности формирования и размещения ртутно-сурьмяной минерализации на Кавказе. Госгеолтехиздат. Геол. сб. КИМСа, № 2, М., 1962.
- Карасик М.А., Булкин Г.А., Большаков А.П. О некоторых связях между минералого-геохимическими и геологоструктурными особенностями рудных полей сурьмяно-ртутного комплекса. ДАН СССР, т. 142, № 2, 1962.
- Кекелия С.А. Условия формирования ртутного оруденения Абхазии (на примере Ахейского месторождения). Тр. КИМСа, вып. У (7). Сер. геолог. Тбилиси, 1964.



- Кекелия С.А.** Главная особенность размещения и формирования ртутных месторождений Большого Кавказа. Тбилиси докл. III конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1968.
- Кекелия С.А., Кавтарадзе А.А.** О структурных условиях локализации ртути в Западной Абхазии. Сообщ. АН СССР, т. 53, № 1, 1969.
- Кикодзе Г.С., Адамия Ш.А.** Верхний оксфорд (лузитан)-титон. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Константинов Р.М.** Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях В кн.: "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов". "Недра", М., 1965.
- Константинов Р.М.** Формационный анализ рудных месторождений при металлогенических исследованиях. В кн.: "Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах". "Недра", М., 1972.
- Константинов Р.М.** Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. "Наука", М., 1973.
- Кузнецов В.А.** Основные проблемы металлогении ртути. В кн.: "Вопросы металлогении ртути". "Наука", М., 1968.
- Мазапов Д.Д.** Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Изд-во АН Аз. ССР, Баку, 1969.
- Мольников Ю.В., Черницын В.Б.** Новые данные о возрасте колчеданного оруденения на Юго-Восточном Кавказе. ДАН СССР, т. 203, № 2, 1972.
- Милаповский Е.Е., Хаин В.Е.** Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР, вып. 8, М., 1963.
- Надирадзе В.В.** Структурные условия формирования Чордского баритового рудного поля. Автореферат канд. дис-

сертации, Тбилиси, 1968.

- Надирадзе В.Р.** Металлогения Большого Кавказа в пределах Рачи и Сванетии. Тезисы докл. научн. сессии на тему: Геологическое строение и металлогения Большого Кавказа в пределах Рачи и Сванетии. Тбилиси, 1967.
- Надирадзе В.Р., Алибегашвили Б.А., Кахадзе Э.И., Отхмезури З.В.** Условия формирования и закономерности распределения эндогенных рудных формаций Рачи и Сванетии. "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Николайшвили Е.В.** О возможном верхнем возрастном пределе баритового оруденения Западной Грузии. Сообщ. АН СССР, № 1, 1974.
- Отхмезури З.В.** Некоторые особенности строения Амтхельского рудного поля. В кн.: "Тр. первой Закавказск. конф. молодых науч. сотрудников" геол. ин-тов АН СССР, АН Арм. ССР, АН Аз. ССР, Ереван, 1959.
- Отхмезури З.В.** Геологическое строение и вещественный состав руд Амтхельского рудного поля. Автореферат канд. диссерт., 1960.
- Отхмезури З.В.** Геологическое строение Амтхельского свинцово-цинкового рудного поля. Тр. ГИН АН СССР, минер.-петрогр. серия, т. У. Изд-во АН СССР, 1961.
- Отхмезури З.В.** Висмутовые минералы в медно-пирротиновых рудах Казбегского района. Сообщения АН СССР, т. XXX, № 2, 1963.
- Отхмезури З.В.** Дисульфидизация пирротинов в медно-пирротиновых рудах Грузии. Сообщ. АН СССР, т. 54, № 1, 1969.
- Отхмезури З.В.** Морфологические типы рудных тел ртутных месторождений и рудопоявлений Абхазии. В сб., посвященной 70-летию акад. П.Д. Гамкредидзе. "Мецниереба", Тбилиси, 1976.

- Отхмелури З.В., Кавтарадзе А.А., Адамия Ш.А., Абосидзе Г.Н., Вашадзе Б.Г. Ртутное оруденение Абхазии и закономерности его размещения. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Пайчадзе Т.А., Кикодзе Г.С., Адамия Ш.А. Аибгинская свита. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Полярков В.Э. Ртуть и сурьма. Госгеолтехиздат. М., 1955.
- Полярков В.Э. О некоторых общих закономерностях распространения ртути. Вестник АН Казахск. ССР, № 2, 1966.
- Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., вып. 11, 1967.
- Рубинштейн М.М., Гогишвили В.В., Гуниава В.Д., Насидзе Г.И., Хуцаидзе А.Л. Результаты определения абсолютного возраста некоторых рудных месторождений Грузии по продуктам окорудных изменений. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1968.
- Салуквадзе Н.Ш. Палеогеновая система. В кн.: "Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии". "Мецниереба", Тбилиси, 1972.
- Синицын Н.М. О региональных структурах контролирующих ртутно-сурьмяное оруденение Южной Ферганы. ДАН СССР, № 3, 1948.
- Смирнов В.И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеолиздат, М., 1947.
- Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. ДАН СССР, 177, № 1, 1967.
- Смирнов В.И., Рыженко Л.М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. В кн.: "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 1, Изд-во АН СССР, 1958.
- Сопко П.Ф. О соотношениях колчеданного, свинцово-цинкового и баритового типов оруденения. В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. У. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Справочник по тектонической терминологии. "Недра", М., 1970.
- Твалчредидзе А.Г. О соотношении регионального метаморфизма и медно-пирротинового оруденения в нижнеюрских сланцах Горной Абхазии. "Геология рудных месторождений", № 5, 1973.
- Твалчредидзе Г.А. Об основных особенностях металлогении Кавказа. Сб. трудов ГИН АН СССР, 1959.
- Твалчредидзе Г.А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. В кн.: "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. УП, "Наука", М., 1964.
- Твалчредидзе Г.А. О некоторых закономерностях размещения сурьмяно-ртутных месторождений Средиземноморского складчатого пояса. Бюлл. НТИ, сер. "Методика съемки поисков, разведки и оценки МПИ", № 1, ОНТИ, ВИЭМСа, М., 1967.
- Твалчредидзе Г.А. Рудные провинции Мира (Средиземноморский пояс). "Недра", М., 1972.
- Твалчредидзе Г.А., Панцулая В.В. Сравнительная характеристика геосинклинальной и постгеосинклинальной металлогении Кавказа. "Сов. геология", № 11, 1973.
- Тогоидзе Г.И. Рудные месторождения Горной Рачи. Тр. ППИ, № 8, (56), Изд-во ППИ, 1957.
- Тогоидзе М.Г. Петрология Горабского массива. Автореферат канд. диссертации. "Мецниереба", Тбилиси, 1973.
- Федорчук В.П. О тектоно-металлогенической позиции ртутно-сурьмяных поясов и зон. В сб.: "Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных мес-

Федорчук В.П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. "Недра", М., 1969.

Халип В.Е., Афанасьев С.Л., Бурлин Ю.К., Гофман Е.А., Лом и зе М.Г., Рихтер В.Г. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа. Тр. Кавказск. экспедиции ВАГТ и МГУ, т. 2, Ставрополь, 1960.

Харашвили Г.И. Минералогия Заалазанского рудного поля (Северн. Кахетия, СССР). Автореферат канд. диссертации, Тбилиси, 1949.

Церквадзе З.Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений. (Геохимич. исследования на примере Кавказа). "Недра", М., 1972.

Чичинадзе К.М. Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1945.

Чхотуа Г.Р. Интрузивы Абхазии. В кн.: "Интрузивы Закавказья". Труды Груз. Гос. геол. управления, вып. П, 1941.

Чхотуа Т.Г., Думбадзе Г.Д., Адамия Ш.А. Метаморфиты северо-западной части Главного хребта Большого Кавказа (Абхазия). Тезисы докл. П конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, Ессентуки, 1968.

Шония Н.Ф. О возрасте баритового оруденения Западной Грузии. Сб. трудов ГИН АН СССР, 1959.

В.Р. НАДИРАДЗЕ, Б.А. АЛИБЕГАНШВИЛИ, Х.А. ТЕДИАШВИЛИ - Условия формирования и закономерности размещения рудных месторождений Юго-Осетии (Грузинская ССР)

	5
ВВЕДЕНИЕ . . . . .	5
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ . . . . .	6
Стратиграфия . . . . .	6
Магматические образования . . . . .	13
Тектоника . . . . .	17
История геологического развития . . . . .	22
РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ . . . . .	27
Медно-пирротиновая формация . . . . .	27
Свинцово-цинковая низкотемпературная формация . . . . .	32
Барит-полиметаллическая формация . . . . .	52
Барит-кальцитовая формация . . . . .	56
Железо-марганцевая низкотемпературная формация . . . . .	58
Кварцево-ртутно-мышьяковая формация . . . . .	59
Тальк-серпентинитовая формация . . . . .	65
РУДОСЛАГАЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ . . . . .	66
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАС- ПРЕДЕЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ . . . . .	73
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	82
З.В. ОТХМЕЗУРИ - Эндогенные рудные формации Абхазии	86
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ . . . . .	87
Стратиграфия . . . . .	80
Магматизм . . . . .	91
Тектоника . . . . .	93
История геологического развития . . . . .	97
РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ . . . . .	99
Серноколчеданная формация . . . . .	99
Медно-пирротиновая формация . . . . .	102
Свинцово-цинковая жильная формация . . . . .	115
Свинцово-цинковая стратиморфная формация . . . . .	119
Баритовая формация . . . . .	121
Ртутная формация . . . . .	124
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕ- ЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ . . . . .	137
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	148
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	150