

Т. В. ИВАНИЦКИЙ, Э. И. КАХАДЗЕ, М. И. ДЖАНДЖГАВА, Ж. Н. АБАШИДЗЕ,
Т. Д. БАГРАТИШВИЛИ

**МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ВОПРОСЫ
ГЕНЕЗИСА МЕДНО-ПИРРОТИНОВЫХ
РУДОПРОЯВЛЕНИЙ КАХЕТИИ**

«МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1976

W. G. 9-28-75



საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
გეოლოგიური ინსტიტუტი
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 49

თ. ივანიძე, ე. კახაძე, მ. ჯანჯღავა, ჟ. აბაშიძე,
თ. ბაგრატიშვილი

**კახეთის სპილენძ-პიროზინიანი გეოდეზების
მინერალოგია, გეოქიმია და გენეზისის
ზოგიერთი საკითხი**

ბამონცემლოზა „მეცნიერება“
თბილისი
1975

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 49

Г. В. ИВАНИЦКИЙ, Э. И. КАХАДЗЕ, М. И. ДЖАНДЖГАВА, Ж. Н. АБАШИДЗЕ,
Т. Д. БАГРАТИШВИЛИ

**МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ВОПРОСЫ
ГЕНЕЗИСА МЕДНО-ПИРРОТИНОВЫХ
РУДОПРОЯВЛЕНИЙ КАХЕТИИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1975

УДК 550.4 (479.22)

553 (с 41)

553.435.550.4 (47.322)

М.617

4

Работа посвящена минералогии, геохимии элементов-примесей в сульфидах и генезису одного из интереснейших типов сульфидных оруденений сланцевой полосы Большого Кавказа. В результате детального микроскопического исследования выявлен ряд неизвестных в этих рудах минералов (кубанит, марказит, валлериит и др.), а также диагностирован новый минерал приблизительного состава Fe_2S_3 .

На основании почти 2000 химических и количественных спектральных анализов рассматривается вопрос содержания и закономерностей распределения селена, теллура, кобальта, никеля и висмута в сульфидах. Впервые для исследованного типа руд приводятся данные о изотопном составе сульфидной серы, температурах гомогенизации включений в кварцах и температурах декрепитации сульфидов. На основании анализа собственного материала и данных других исследователей по западному продолжению медно-пирротинового пояса, высказывается мнение о гетерогенности и эпигенетическом - гидротермальном генезисе изученных оруденений и их третичном возрасте.

В заключение приводятся некоторые соображения о перспективах медно-пирротинового оруденения Кахетии.

Редактор М.М. Рубинштейн

Н 20805 22-75
М 607(03)-75

с Издательство
"Мецниереба", 1975

ВВЕДЕНИЕ

Медно-пирротиновые^{1/} рудопроявления, приуроченные к песчано-сланцевой толще Южного склона Большого Кавказа, известны с давних пор. Эти оруденения с небольшими перерывами прослеживаются приблизительно на 450 км - от бассейна р. Бзыби на западе, до р. Агри-чай на востоке - и характеризуются постоянством геологических условий залегания и минералогического состава руд. Именно это обстоятельство послужило основанием для выделения т.н. "медно-пирротинового пояса складчатой системы Большого Кавказа". Наиболее значительные рудопроявления этого пояса в пределах Грузии известны в Абхазии, Раче и Кахетии. Несмотря на длительную историю исследования медно-пирротиновых оруденений и довольно значительный объем геолого-геофизических и разведочных работ с привлечением геофизики, до настоящего времени многие вопросы геологии этого типа минерализации остаются дискуссионными, а в практическом отношении интересные объекты пока не выявлены. Наряду с этим, в соседнем с Кахетией Белоканском районе Азербайджана в начале шестидесятых годов были обнаружены промышленно ценные руды (медно-пирротиновый тип, идентичный кахетинскому - Кацдагское месторождение и колчеданные руды с высоким содержанием цинка - Филизчайское и Катехское месторождения) в сходных с кахетинскими рудопроявлениями геологических условиях залегания. Поэтому понятен большой интерес к медно-пирротиновым рудопроявлениям Кахетии и ко всему рудному поясу в целом, основная часть которого располагается в пределах Грузии.

Именно поэтому в Геологическом институте АН СССР было начато настоящее исследование, целью которого было восполнение существующего пробела в минералого-геохимической изученности медно-пирротиновых руд.

Исследования по данной теме, проводившиеся под научным руководством Т.В. Иванецкого, были начаты в 1970 г. и завершены в 1973 г. Полевые работы велись в продолжение трехлетнего периода и заключались в проведении геологических наблюдений на наиболее значительных медно-пирротиновых рудопроявлениях Кахетии и в сборе систематической коллекции рудных образцов^{2/}. Лабораторные исследования заключались в микроскопичес-

1/ Рудопроявления следовало именовать пирротин-пирит-халькопиритовыми, однако в связи с тем, что название "медно-пирротиновое" вошло в обиход кавказских геологов, мы сочли возможным придерживаться этого названия.

2/ По некоторым рудопроявлениям часть рудных образцов любезно предоставлена канд. геол.-мин. наук А. Акимидзе.

ких исследованиях, в спектральных и химических анализах рудослагающих минералов на примесные элементы, в рентгеновских исследованиях минералов, в минералого-термометрических исследованиях и масс-спектрометрических исследованиях сульфидной серы^{3/}.

История изучения медно-пирротиновых рудопроявлений

Медно-пирротиновые рудопроявления Кахетии (в литературе известны также как Заалазанская группа рудопроявлений) с давних пор привлекали внимание геологов и были объектом многолетних исследований,

Поисково-разведочные работы велись здесь уже в семидесятых годах прошлого столетия (А.П. Штейн, Г.И. Литовский, С.П. Симонович и др.).

В начале двадцатого века изучением медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии занимался Л.К. Конюшевский, который наиболее перспективной считал т.н. "Кузнечную жилу" Артанского месторождения.

После двадцатилетнего перерыва, в 1925 году рудопроявление осмотрел О.Т. Карапетян и пришел к выводу о возможности открытия здесь значительных по своим размерам оруденений.

На основании работ тридцатых годов, Л.А. Варданянц (1940) одним из наиболее перспективных проявлений на медь считал жилы в балке Сачврети р. Дидхеви. Кроме того, на "Кузнечной жиле" экспедиция Л.А. Варданянца определила запас меди по категориям А, В и С.

Большинство геологов, исследовавших медно-пирротиновые оруденения Кахетии, приходили к выводу о перспективах обнаружения здесь промышленно интересных объектов. Поэтому возник вопрос о необходимости продолжения поисково-разведочных работ.

В 1932 году было открыто Лодуанское рудопроявление, описанное К.Е. Габуния (1933).

3/ Масс-спектрометрические исследования выполнены в лаборатории стабильных изотопов физического факультета Тбилисского государственного университета под руководством М.Ш. Кавиладзе.

В дальнейшем поисковые работы в полосе развития медно-пирротиновых рудопроявлений вели В.Р. Надирадзе, Т.Г. Казахашвили, Е.Б. Габуня, Г.И. Харашвили и др. Нельзя не упомянуть поисково-разведочные работы, проводившиеся в 1948 г. М.Р. Анджапаридзе и Н.И. Мирошниченко, уточнивших некоторые особенности рудопроявлений.

Детальное изучение рудопроявлений Кахетии проводилось Г.И. Харашвили (1949), подробно осветившим вопросы геологии и минералогии руд и установившим их кобальтоносность. В генетическом отношении рудопроявления Г.И. Харашвили связывал с активностью гранитоидной магмы батского времени, жильные дериваты которой, по его представлению, внедрены в низы юрской толщи.

В работе Г.И. Харашвили (1964) сведены существовавшие к тому времени данные по медно-пирротиновому поясу складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.

Особенно большое внимание медно-пирротиновые рудопроявления стали привлекать к себе после открытия в Азербайджанской ССР месторождений Филизчай, Катех и Кацдаг. В связи с этим геологосъемочные и поисковые работы в Кахетии проводили В.Я. Эдилашвили, П.И. Авалишвили и др. Наряду с геологической, тектонической и геоморфологической картами, П.И. Авалишвили составил карту полезных ископаемых, выделил и оконтурил перспективные участки и наметил некоторые поисковые критерии.

В 1956-1961 гг. поисково-разведочные и ревизионные работы велись Лагодехской ГРП Грузинского геологического управления. В результате этих работ была установлена аналогия рудных проявлений бассейнов Дидхеви и Стори с Артанским месторождением (З.В. Гоциридзе, С.И. Джамаспишвили, З.К. Квариани).

Значительны и геофизические работы, проведенные геофизической партией (М.М. Ашадзе, А.С. Иорданишвили и Р.Д. Маргшвили).

На участке Лагодехи выделен ряд металлометрических аномалий, что послужило основанием для обнаружения новых рудоносных зон. На участке Мацими выявленная аномалия подтвердилась обнаружением не имеющих выхода на поверхность рудоносных зон. С 1963 по 1970 гг. поисково-разведочные работы проводились Лагодехской ПП Грузинского геологического управления (Г.Н. Махвиладзе и др.).

В шестидесятых же годах в Кахетии Грузинским геологическим управлением были начаты тематические исследования. В 1970-1971 гг. М.Г. Пруидзе и Д.В. Горгошидзе провели деталь-

ное петрографическое и лито-стратиграфическое изучение западной части полосы развития медно-пирротиновых рудопроявлений.

Некоторые сведения по кахетинским оруденениям приведены также и в работе Г.А. Твалчрелидзе и В.М. Буадзе (1972).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕДНО-ПИРРОТИНОВОГО ПОЯСА В ПРЕДЕЛАХ КАХЕТИИ

Стратиграфия. В геологическом строении рассматриваемой полосы складчатой системы Южного склона в пределах Кахетии, где развиты медно-пирротиновые рудопроявления, основная роль принадлежит отложениям сланцевой серии, которая широкой полосой с запада на восток протягивается по всему району (рис. 1).

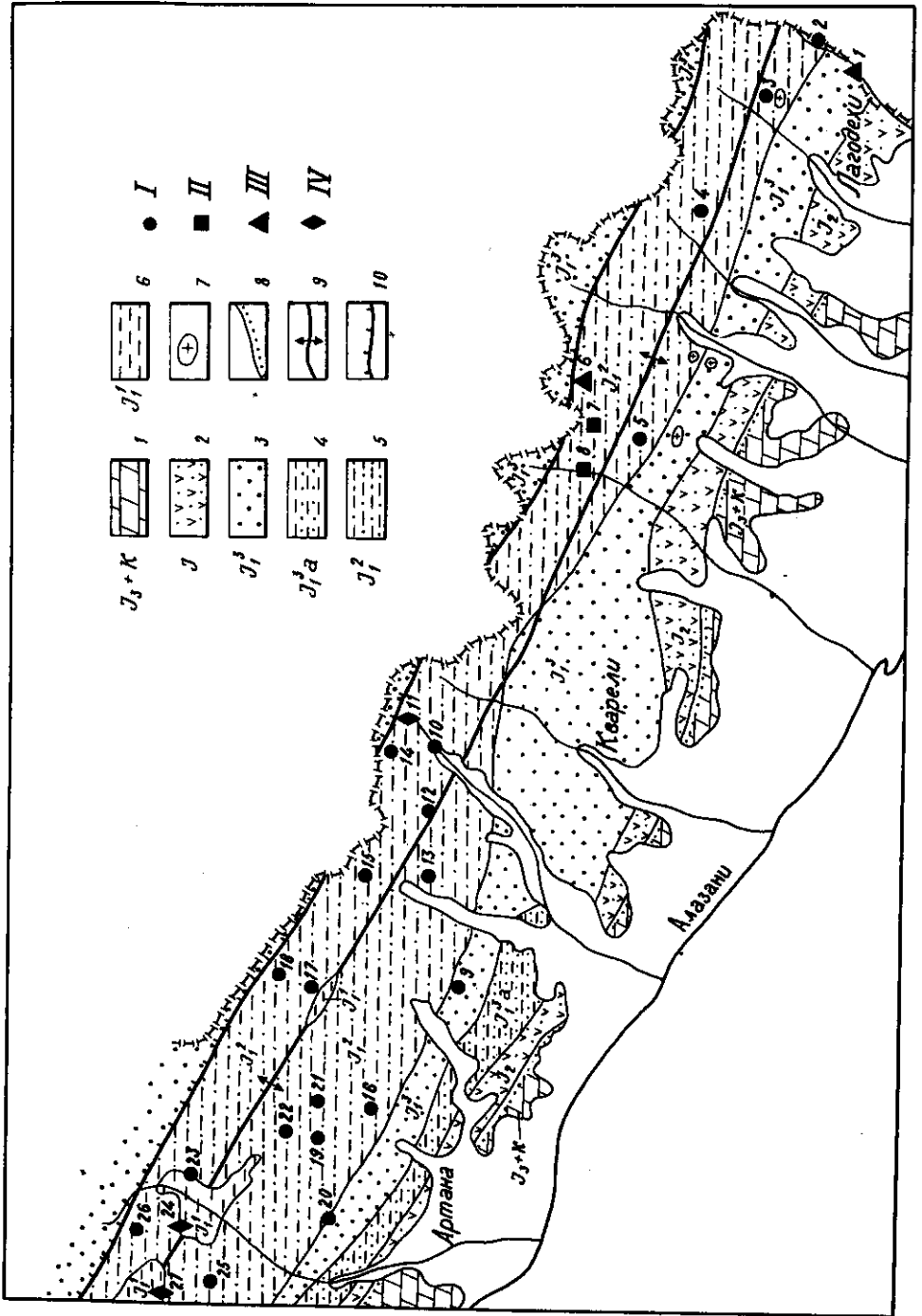
Нижний лейас. Наиболее древними являются отложения нижнего лейаса, известные в настоящее время под названием сторской свиты (Топчишвили, 1971). Свита широко распространена в верховьях рек Стори, Дидхеви, Лопота и по хребту Спероза, и представлена конгломератами, аркозовыми песчаниками, кварцсерицитовыми рассланцованными песчаниками, сланцами, альбитофирами и их туфами, а также мраморизованными известняками и мраморами.

Наиболее западный выход этой свиты по хребту Спероза линзообразной формы, длина 12–13 км, ширина 3–3,5 км, ориентирован в общекавказском направлении. По простиранию выход свиты постепенно суживается и довольно быстро выклинивается, в результате погружения под глинистые сланцы среднего лейаса. Далее, на востоке свита обнажается в ущ. р. Стори, в ядре антиклинория, где она представлена в основном кварцевыми песчаниками, а туфогенные образования (альбитофиры и их пирокластолиты) играют незначительную роль. В верховьях р. Дидхеви сторская свита составляет ядро антиклинальной складки, быстро погружающейся под глинистые сланцы среднего лейаса.

В отличие от уже указанных выходов, здесь в сложении свиты увеличивается роль вулканогенного материала (альбитофировые туфы) и появляется довольно крупная линза (длиной 1 км при ширине 0,4 км) мрамора (Топчишвили, 1971).

Следует указать, что мраморы и мраморизованные известняки (присутствующие в незначительном количестве) некоторыми исследователями (Авалишвили; Адамия, 1968) отмечаются и в ущ. р. Стори. Последний, наиболее восточный выход сторской свиты наблюдается в верховьях р. Лопоты, где она представлена среднезернистыми песчаниками, измененными сланцами и пластами альбитофиров и их пирокластолитов, известняками и мраморизованными известняками.

Восточнее ущ. р. Лопота породы сторской свиты скрываются под более молодыми отложениями и нигде не обнажаются. Суммарная мощность сторской свиты варьирует в пределах 300–



500 м (Пруидзе; Адамия, 1968; Топчишвили, 1971).

По М.В. Топчишвили, как северный, так и южный контакты сторской свиты с более молодыми отложениями совершенно согласные, хотя не исключена возможность их тектонического осложнения.

Благодаря работам Ш.А. Адамия (1968), М.П. Пруидзе, М.В. Топчишвили (1971), в настоящее время можно считать установленным нижнелейасовый возраст сторской свиты.

Сланцевая свита среднего лейаса слагает зону ядра антиклинория Главного Кавказского хребта и простирается с северо-запада на юго-восток. Отложения этой свиты наблюдаются в виде широкой полосы с наибольшим расширением в бассейнах рр. Алазани, Стори, Дидхеви и Лопота.

Восточнее ущ. р. Лопота полоса развития этих отложений сужается, и в бассейнах рр. Дуруджа, Ареши, Кабали и Мацими выходы среднего лейаса сильно уменьшаются (Топчишвили, 1969, 1971).

Рис. 1. Геологическая схема Складчатой системы Южного склона Большого Кавказа в пределах Кахетии /по материалам П.И. Авалишвили и М.В. Топчишвили/.

1 - флишевые терригенно-карбонатные /известняки, мергели, реже сланцы/ отложения /верхняя юра-нижний мел/, 2 - карбонатно-терригенные /глинистые сланцы, песчаники, мергели/ отложения средней юры, 3 - глинистые сланцы и песчаники /верхний лейас/, 4 - глинистые сланцы и песчаники с сидеритовыми конкрециями /аален/, 5 - аспидные сланцы с пропластками песчаников /средний лейас/, 6 - терригенно-вулканогенные /аркозы, конгломераты, альбитофиры и туфы/ отложения /нижний лейас/, 7 - диабазы /дайки и штоки/, 8 - трансгрессивное залегание, 9 - оси антиклинали, 10 - линия надвига.

I - медно-пирротиновые рудопоявления, II - медно-сульфидные рудопоявления, III - серноколчеданные рудопоявления, IV - медно-полиметаллические рудопоявления.

Рудопоявления: 1 - Нижнемазимское, 2 - Мазимское, 3 - Кочало, 4 - Угелтехили, 5 - Ареши, 6 - Лако, 7 - Голоиани, 8 - Шорохеви-Гохиана, 9 - Гонджатхеви, 10 - Мцаредики, 11 - Челта, 12 - Сепора, 13 - Бацкинтела, 14 - Лодуани, 15 - Иншоба, 16 - Паталосхеви, 17 - Лопота, 18 - Андаразана, 19 - Артана, 20 - Чонтио, 21 - Кохта, 22 - Ахотисцкали, 23 - Ирмис Сатамашо, 24 - Пурткало, 25 - Саванисхеви, 26 - Стори, 27 - Хораджо.

Свита сложена однообразными черными глинистыми сланцами с редкими прослоями местами рассланцованного песчаника. Мощность отдельных прослоев песчаников обычно измеряется в сантиметрах, однако встречаются пачки мощностью несколько метров (ущ. р. Гохиана). В свите нередко попадаются целые пачки аспидовидных кровельных сланцев, которых особенно много в ущ. рр. Инцоба и Сепора. В междуречье Ареши-Мацими и Челта-Илто свита в значительном количестве содержит пластовые и секущие тела диабазов, и поэтому получила название "сланцево-диабазовой свиты". В контактах с диабазами глинистые сланцы почти всегда осветлены и ороговикованы. В бассейне р. Шорохеви дайки диабазов отсутствуют, что послужило некоторым исследователям (Алиев; Пац) основанием для предположения здесь нарушений типа сдвигов, обусловивших смещение "сланцево-диабазовой свиты" к северу. Согласно М.В. Топчишвили (1971), отсутствие здесь диабазов объясняется первичными причинами, а не тектоникой также как в восточном продолжении циклаурской свиты (И. Кахадзе, 1947).

К северу глинистые сланцы постепенно обогащаются песчаниками, которые в дальнейшем количественно преобладают. Именно поэтому многие исследователи (Вассоевич, 1932; Пац; Крестников, 1944; Авалишвили), изучавшие эти отложения, выделяли ряд самостоятельных свит. Однако М.В. Топчишвили (1969, 1971) не считает возможным выделение отдельных свит, т.к. они по простиранию часто замещают друг друга и представляют собой единый продукт осадконакопления, соответствующий определенной хроно-стратиграфической единице. Свита сильно дислоцирована, собрана в мелкие складки, вследствие чего затруднено определение ее истинной мощности.

Свита среднего лейаса согласно расположена над отложениями сторской свиты, и, в свою очередь, совершенно постепенно переходит в песчано-сланцевую свиту верхнего лейаса.

Возраст свиты, на основании найденной в ней фауны, среднелейасовый (Топчишвили, 1971).

Песчано-сланцевая свита верхнего лейаса обнажается в крыльях антиклинория и представлена слабометаморфизованными сланцами и песчаниками. Свита сильно дислоцирована и собрана в складки изоклиналильного характера с тенденцией к опрокидыванию на юг (Топчишвили, 1971).

Согласно П.И. Авалишвили, рассматриваемые отложения объединяются под названием песчано-сланцевой свиты, в нижней части которой выделяется тоар (мощность 500-800 м), а в верхней - аален (700-800 м). В южном крыле антиклинория верхний лейас согласно сменяет отложения среднего лейаса, а в северном контактирует с ними по крупному разрыву сбросового характера. Противоположного мнения придерживается М.В. Топчишвили

(1969, 1971). Он считает, что стратиграфический контакт песчано-сланцевой свиты часто осложнен разломами, вдоль которых она надвинута на отложения средней и верхней юры.

Г.Н. Махвиладзе, опираясь на данные М.П. Пруидзе, в песчано-сланцевой свите выделяет несколько толщ. Первая из них, толща толстослоистых песчаников тоара слагает ядро Шорохевской антиклинальной складки второго порядка и представлена в основном толстослоистыми и массивными, местами окварцованными и слабокарбонатизированными песчаниками, чередующимися с глинистыми и алевролитовыми сланцами.

Толща песчано-сланцевых отложений верхнего тоара представлена черными глинистыми сланцами и тонкослоистыми кварцевыми песчаниками. Толща слагает крылья Шорохевской антиклинали и фиксируется также в ущелье рр. Стори и Илто.

Толща глинистых сланцев с конкрециями представлена черными, обогащенными углистым веществом, глинистыми сланцами и частично алевролитами. Характерная черта этих отложений наличие в них многочисленных конкреций пирита и сидерита. В ущ. р. Бнелихеви Г.Н. Махвиладзе отмечает конкреции пирротина, а в ущ. р. Мацими Б.М. Исаев (1972) – конкреции халькопирита. Г.М. Махвиладзе описанную толщу датирует верхним ааленом и нижним байосом, и по наличию в ней конкреций относит ее к категории маркирующего горизонта для всего восточного Кавказа.

Средняя юра. К средней юре условно относятся терригенно-карбонатные отложения, протягивающиеся узкой полосой в юго-восточном направлении от бассейна р. Стори до р. Мацими. Эти отложения в восходящем разрезе следуют за ааленом и представлены глинистыми сланцами, рассланцованными мергелями, карбонатными песчаниками и песчанистыми известняками. Мощность этих отложений меняется в юго-восточном направлении от 1000 м до нескольких десятков метров.

Верхняя юра-нижний мел. Породы карбонатного верхнеюрско-нижнемелового флиша в низах толщи представлены мергелистыми сланцами и мергелями, а выше – известняковой свитой, которые и относятся к верхней юре. Выше согласно следуют нижнемеловые отложения, представленные мергелистой свитой, сменяющейся в восходящем разрезе известняковой и мергелисто-сланцевой свитой. Стратиграфически выше отложения нижнего мела приобретают терригенный характер и представлены глинистыми сланцами, кварцитоподобными песчаниками готеривбаррема и апт-альбскими аргиллитовыми сланцами.

Магматизм. По существующим представлениям, рассматриваемый район находится в пределах Кахетинского диабазового пояса (Варданянц, 1940). Магматические породы распространены

здесь довольно широко и представлены в основном диабазовой формацией (дайки, силлы). Наибольшая концентрация диабазовых пород наблюдается в междуречье Кабали и Мацими; западнее, вплоть до уш. р. Челта магматические проявления, как правило, отсутствуют. Диабазы наблюдаются во всех горизонтах лейаса. Однако наиболее развиты они в отложениях среднего лейаса. Местами наблюдается сильная насыщенность сланцев диабазами. Мощность даек и силл варьирует в широких пределах — от десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Обращает на себя внимание часто наблюдаемая их разлинзованность (будинаж), рассланцованность и реже — раздробленность. В контактах с диабазами в глинистых сланцах нередко развиваются контактные роговики. По простиранию дайки протягиваются от нескольких метров до сотен и более, причем их господствующее простирание в основном совпадает с вмещающими породами (северо-западное и субширотное). Некоторыми исследователями описаны и секущие субмеридиональные дайки. Одна из них обнаружена в уш. р. Ареши; прослеженная ее длина достигает (по Г.М. Махвиладзе) 600 м. Этот факт, как нам представляется, имеет большое металлогеническое значение, т.к., возможно, указывает на активность основной магмы в третичное время.

Среди диабазовых пород Кахетии различаются габбро-диабазы, типичные диабазы и диабазовые порфириты.

Считают (Панцулая), что диабазы с основным плагиоклазом (ряда лабрадор-биотита) приурочены главным образом к низам толщи лейаса, а с кислым плагиоклазом (ряда андезин-лабрадора) — к верхним частям (однако отмечается и случай совместного нахождения обоих типов).

Таким образом, в Кахетии, видимо, присутствуют как колотанский, так и ассинский типы диабаза.

Габбро-диабазы и диабазо-порфириты пользуются намного более ограниченным развитием.

Кроме того, в уш. рр. Шромисхеви, Лагодехисхеви и их притоков (Харашвили, 1949) было установлено наличие в сланцах лейаса покровов эффузивов, переслаивающихся с глинистыми сланцами верхнелейасского возраста. Эти породы представлены в основном спилитами и порфиритами, при общей мощности 150-180 м.

Лавобрекчии, покровы и субвулканические тела спилитов, альбитизированных порфиритов и альбитовых диабазов отмечаются также в районе г. Шакриани в верхней части фаунистически охарактеризованной толщи верхнего аалена.

О возрасте диабазовых пород нет единого мнения. Большинство исследователей основную часть диабазовых пород связывает с байосским вулканизмом (Дзоценидзе, 1943, 1948; Заридзе, 1947; Харашвили, 1951; Твалчрелидзе, 1961). Г.Б. Гуджабидзе и

М.П. Приудзе среди диабазовых пород выделяют две группы: доскладчатую и послескладчатую. К первой они относят основную массу диабазовых пород и считают их синхронными со спилитовыми и лабрадоровыми порфиритами средней юры, но допускают возможность присутствия и более поздних, постскладчатых секущих даек диабазов. В.В. Панцулая приходит к выводу о разновозрастности отдельных членов дайковой серии (вероятно, от среднего лейаса до байоса включительно).

Кислые жильные породы в Кахетии распространены ограниченно. Согласно Г.Н. Харашвили (1951), они представлены мало-мощными жилами кварцевых диоритов, диорит-порфиритов, гранит-порфиров и аплитов в бассейнах рек Сепора, Лагодехисхеви и Лопота.

Кроме этого, отдельные выходы кислых жильных пород по ущ. рр. Инцоба и Мацими отмечены в работах Н.Д. Бокитко и М.М. Алиева (1938).

Согласно Г.Н. Харашвили (1949, 1951), кислые жильные породы моложе лейаса, т.к. секут толщу верхнего лейаса и, видимо, связаны с батским гранитоидным магматизмом.

Тектоника. Согласно существующей схеме тектонического расчленения территории Грузии (Гамкрелидзе, 1964), исследуемый район входит в Казбекско-Лагодехскую зону, северная часть которой охватывает площадь распространения сланцев лейаса, а южная сложена карбонатным флишем. Отмеченные отложения участвуют в сложении опрокинутого на юг синклинория Заалазанской Кахетии, осложненного многочисленными субширотного простирания складками второго порядка и дизъюнктивными нарушениями. В северной части района проходит надвиг северо-западного-юго-восточного простирания, по которому песчано-сланцевая свита верхнего лейаса надвинута на сланцево-диабазовую свиту среднего лейаса. Плоскость надвига падает на северо-восток под углом 60-70°.

По другому надвику сланцево-диабазовая свита среднего лейаса, в свою очередь, надвинута на верхнелейасовую песчано-сланцевую свиту. Южнее, параллельно этому надвику, проходит надвиг, по которому верхнелейасовая песчано-сланцевая свита перекрывает более мощные образования - песчано-глинистые отложения средней юры. Таким образом, строение антиклинория сложное - блоковое, обусловленное проходящими параллельно его оси надвигами и разломами. Следует отметить, что в результате аэрофотосъемки, в Лагодехском районе выявлено большое количество разноориентированных разрывов в сланцевой толще лейаса. Эти разрывы прослеживаются от десятков метров до 3-4 км: некоторые из них сильно изогнуты в плане, по-видимому, с пологими углами падения, другие же - крутопадающие. Возрастные взаимоотношения разрывов и их природа пока неясны.

СТРУКТУРА, МОРФОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

Некоторые данные по структурно-морфологическим особенностям и строению рудных тел медно-пирротиновых оруденений Кахетии и в целом по всему рудному поясу имеются в работах Г.Н. Харашвили (1949, 1951), В.Н. Орбеладзе (1958) и Г.А. Твалчрелидзе (1961).

Геологические условия залегания всех медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии исключительно близки, и если и отличаются друг от друга, то в основном в некоторых несущественных деталях. Все рассматриваемые оруденения, как и в других районах развития медно-пирротиновых оруденений (Абхазия, Сванетия, Рача), приурочены к толще глинистых сланцев и песчаников нижней юры складчатой системы Южного склона. Однако точное местонахождение рудопроявлений в мощной, довольно однообразной толще нижней юры в большинстве случаев неизвестно из-за отсутствия литологических критериев. Здесь следует указать, что до последнего времени широко было распространено мнение о приуроченности медно-пирротиновых рудопроявлений (по всему поясу) к участкам развития диабазов (диабазы, габбро-диабазы, диабазо-порфиры) в нижнеюрской толще. В свое время это послужило аргументом даже в пользу предположения о генетической (парагенетической) связи медно-пирротинового пояса с диабазами (И. Кахадзе, 1947; Твалчрелидзе, 1961).

Бытовало также представление о залегании, в подавляющем большинстве случаев, медно-пирротиновых рудных тел в контактах и призальбандовых участках даек диабазовых пород, что объяснялось развитием в этих участках благоприятных структурных условий для локализации руд. Эти представления в свете новых данных требуют критического пересмотра, т.к., в частности на примере геологических условий залегания Кахетинских рудопроявлений, они не подтверждаются. Существующий по Кахетинским рудопроявлениям материал совершенно ясно показывает, что если и наблюдаются отмеченные закономерности, то здесь они составляют исключение.

Структурно-геологические условия залегания медно-пирротиновых оруденений в пределах Кахетии (на данном этапе изучения) в наиболее общем виде нам представляются так. Оруденения всюду контролируются системой трещинных структур второго порядка, в большинстве случаев согласно залегающих со слоистостью песчано-сланцевых отложений. Однако по простиранию и падению разрывные нарушения нередко приобретают секущее положение как в результате изменения угла падения (рис. 2), так и изменения азимутального положения. Такая картина вполне закономерна и характерна для многих жильных месторожде-

ний складчатых областей. Система рудолокализирующих структур бывает приурочена как к сводовым частям складок, так и к крыльям и мульдам синклиналей.

Довольно часто рудолокализирующие разрывы располагаются кулисообразно, образуя сложную систему структур с общей тенденцией субширотного простирания (рудопоявления Шорохеви, Гохиана, Голоиани, Ареши и др.). Большая мощность рудоносных зон (табл. 1) и частая значительная распыленность сульфидной минерализации обусловлены именно наличием трещинных систем в пределах довольно широких полос (общекавказского направления), в которых наблюдается значительное смятие и часто брекчированность пород. Хорошим примером согласного залегания с вмещающими породами зон может служить скв. 38 на рудопоявлении Голоиани (рис. 3).

Вопросы морфологии рудных зон (так же как и структурно-геологических условий их залегания) на данном этапе разведан-

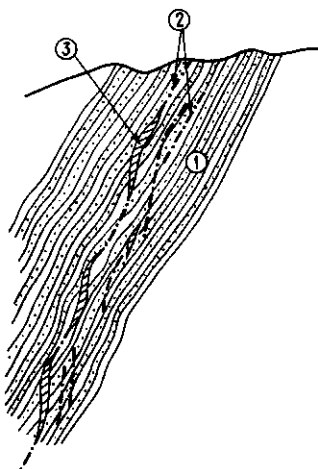


Рис. 2. Предполагаемое взаимоотношение рудных зон и контролирующих структур с вмещающими породами на рудопоявлении Шорохеви-Гохиана.

1 - глинистые сланцы и песчаники, 2 - разрывные структуры, 3 - рудные тела; аз. простирания пород $110-120^\circ$, Δ $45-50^\circ$; аз. простирания рудных зон $110-120^\circ$; Δ $50-90^\circ$ (по Т.В. Иваницкому и Э.И. Кахадзе).

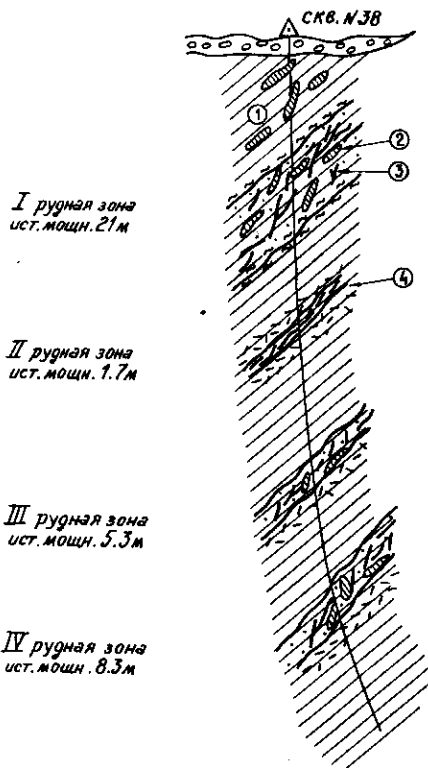


Рис. 3. Схематический разрез скв. 38 на рудопроявлении Голдани. 1 — сланцы и песчаники, 2 — жилы и гнезда молочно-белого кварца, 3 — жилки и мелкие гнезда сульфидов (пирротин, халькопирит, пирит), 4 — окварцевание.

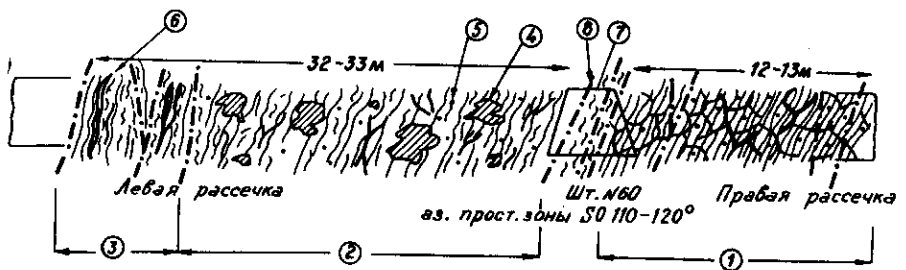


Рис. 4. Схема строения рудной зоны по шт. 60 рудопроявления Гохиана (по Т.В. Иваницкому и Э.И. Кахадзе).

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

ности медно-пирротиновых рудопроявлений решаются лишь в первом приближении. При значительной мощности тектонических зон смятия (совокупность тектонических трещин одинаковой ориентации) и отсутствии, в большинстве случаев, индивидуализированных крупных рудокализирующих трещин, сульфидная минерализация, чаще всего в пределах зоны смятия представлена небольшими жилами, линзообразными телами, гнездами и небольшими залежами самой разнообразной формы, сложенными массивной сульфидной или кварц-сульфидной рудой. Кроме того, не менее широко распространена и прожилково-вкрапленная, менее богатая минерализация охватывающая часто всю зону смятия. В связи с этим, в медно-пирротиновых оруденениях Кахетии по морфологии можно выделить два типа: 1) вкрапленно-прожилковый, охватывающий значительные участки зон смятия и брекчирования (часто по всей мощности зоны), примером чему может служить картина, наблюдаемая в шт. 60 рудопроявления Гохана (рис. 4) и 2) линзо-жилообразный (часто четковидный) с массивной сульфид-

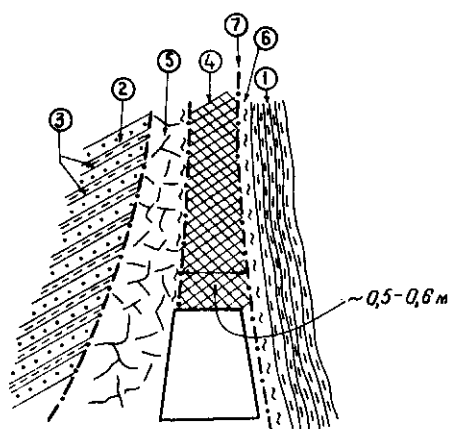


Рис. 5. Зарисовка выхода жилы "Кузнечная" месторождения Артана и ее взаимоотношение с вмещающими породами (по Т.В. Иваницкому и Э.И. Кахадзе).

1 - глинистые сланцы, 2 - песчаники, 3 - тонкие пропластки сланцев, 4 - массивная сульфидная жила, 5 - зона брекчированных песчаников, 6 - глина трения, 7 - тектонические плоскости с зеркалами скольжения (аз. простирания жилы 110° , Δ $80-85^{\circ}$, падение на северо-восток).

ной или квар-сульфидной рудой (сравнительно небольших размеров), приуроченный также к тектоническим зонам смятия и брекчирования (процессы гидротермального изменения – окварцевание, хлоритизация и эпидотизация – сопутствуют обоим морфологическим типам). Примером второго типа можно назвать жилу "Кузнечную" Артанского месторождения (рис. 5) и рудную зону рудопроявления Инцопа (рис. 6).

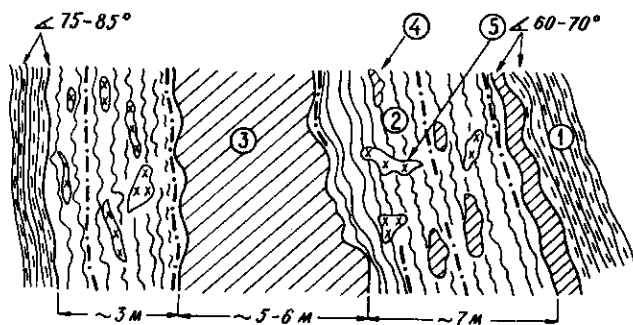


Рис. 6. Схема строения рудной зоны рудопроявления Инцопа (по Т.В. Иваницкому и Э.И. Кахадзе).

1 – глинистые сланцы, 2 – зона сильно смятых и частично окварцованных сланцев, 3 – массивная медно-пирротиновая руда, 4 – гнезда пирротина, 5 – гнезда и жилы кварца (аз. простирания зоны 110–115°).

Следует подчеркнуть, что выделенные два морфологических типа часто тесно ассоциируют друг с другом в пределах одной и той же рудной зоны и взаимозамещаются по простиранию или падению, или же в обоих направлениях.

В отношении особенности строения рудных зон первый морфологический тип характеризуется атакситностью, так как прожилки, гнезда, линзочки и вкрапленность распределены без какой-либо заметной закономерности. Характерно также брекчиевое строение, в случае которого окварцованные и брекчированные породы содержат тонкую вкрапленность и жилки сульфидов. Для второго морфологического типа, представленного линзами, четковидными жилами и гнездами, характерно массивное строение, без всяких признаков полосчатости, крустификации и т.п. Некоторое исключение составляют серноколчеданные массивные руды из долины Лако, в которых заметна некоторая полосчатость, обусловленная наличием мелких цепочкообразно расположенных линзочек черных сланцев.

В редких случаях в массивных рудных телах пирит-пирротинового состава наблюдаются жеоды, выстланные мелкими

кристалликами позднего пирита и кварца. В отличие от этого, жеоды с хорошо развитыми кристаллами кварца довольно часто наблюдаются в кварцевых жилах в пределах рудных зон. Для второго морфологического типа характерно и брекчиевое строение, обусловленное наличием довольно крупных обломков сланцев в пирит-пирротиновой руде. В генетическом отношении значителен тот факт, что на рудопроявлениях Локо и Голоиани, местами близ рудных зон наблюдаются тонкие жилки пирита по трещинкам кливажа (устное сообщение Г.Н. Махвиладзе) в сланцах (однако полной уверенности в этом нет).

Для иллюстрации некоторых особенностей строения рудных зон рассмотрим рис. 7 и 8.

В таблице 1 сведены основные показатели рудных зон (тел) по отдельным медно-пирротиновым рудопроявлениям Кахетии.

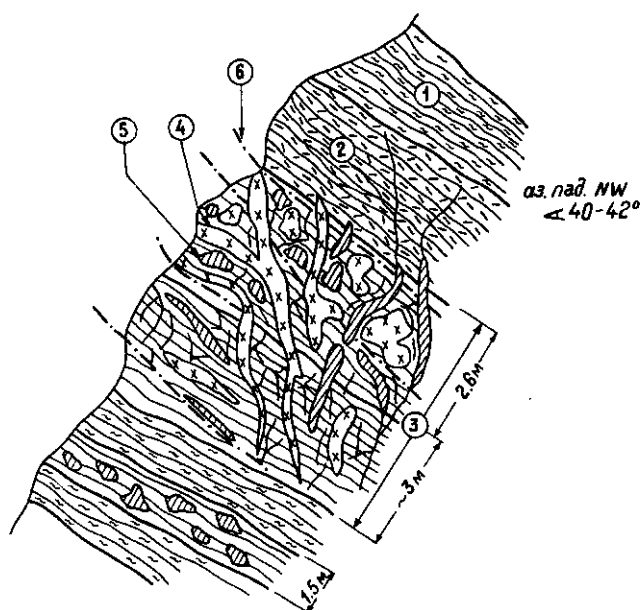


Рис. 7. Схема строения второй рудной зоны рудопроявления Лако (уч. Верхнее Лако, по Т.В. Иваницкому и Э.И. Кахадзе).

1 - глинистые сланцы, 2 - слабо окварцованные и пропитанные лимонитом глинистые сланцы, 3 - рудоносная зона (залегающая согласно), местами значительно брекчированная, 4 - жилы молочно-белого сливниого кварца, 5 - зерна тонкозернистого пирита, 6 - тектонические трещины.

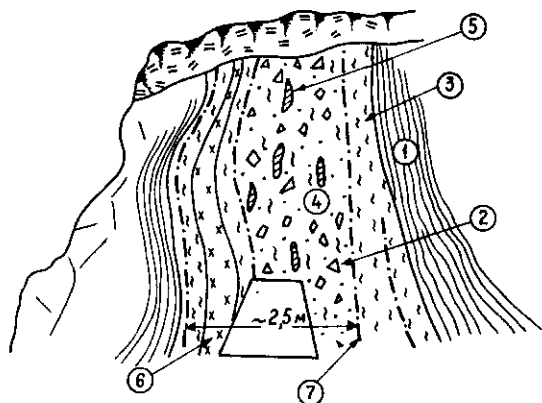


Рис. 8. Схема строения рудной зоны (аз. падения 200-190, 70-75°) рудопоявления Лодуани (по Т.В. Иваницкому и Э.И. Кахадзе).

1 - глинистые сланцы, 2 - обломки сланцев в зоне смятия, 3 - тектоническая глина и сильно перемятые сланцы, 4 - зона тектонического смятия и некоторого гидротермального изменения, 5 - сильно окисленные породы в виде гнезд, 6 - массивная жила молочно-белого сливного кварца, 7 - тектонические плоскости с зеркалами скольжения.

ТЕКСТУРНЫЕ ТИПЫ РУД

В медно-пирротиновых рудопоявлениях Кахетии нами выделяются четыре основных макротекстурных типа руд: вкрапленно-прожилковый (с двумя подтипами), массивный, брекчиевый (с тремя подтипами) и полосчатый (текстурные типы расположены согласно их распространенности).

Вкрапленно-прожилковый текстурный тип руды наиболее распространенный. В том или ином количестве он наблюдается на всех рудопоявлениях и наиболее широко развит в рудных телах первого морфологического типа. В вкрапленно-прожилковых рудах можно выделить два в количественном отношении неравноценных подтипа руды, представленные вкрапленно-прожилковой сульфидной (пирит, пирротин, халькопирит и др.) минерализацией в брекчированных, смятых и окварцованных породах зоны (широко распространенный подтип) и руды, представленные вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализацией в жилах и гнездах молочно-белого кварца (менее распространенный подтип). По со-

Таблица 1

Основные показатели рудных зон
(тел) медно-пирротновых рудо-
проявлений Кахетии

Месторождения и руднопроявления	Число рудных зон и жил	Характер орудене- ния	Тип минерали- зации	Пространственная ориен- тация рудных тел	
				Азимут падения, °	Угол падения, °
1. Артана	2	жилы	медно-пир- ротинный	СВ 10-40 СВ 215	75-85 70
"Кузнечная" жила "Английская" жила					
2. Мазими	5	рудные зо- ны	"	СЗ	50
Южная зона	2 подзоны			СЗ	
Центральная зона				СЗ	
Северная зона				СЗ	
Зоны № 4-5					
3. Шорохеви-Гохнаи	6	рудн. зо- ны	медно-суль- фидная		
I зона				СВ	70
II зона				В	85
I и II северные зоны					
Гохнаиская зона				СВ 40	60-70
Шавклидсеховская зона				СВ 40	60-70
Нижняя подзона					
Верхняя подзона					
4. Ареша	4	"	"	СВ 40 СВ 40	50 50
Нижняя зона					
Верхняя зона					
Арешская поперечная зона				СЗ	
Западная зона					
5. Лако	2	"	"	СВ 40 СВ 40	75 75
Нижняя зона					
Верхняя зона				СВ 40	45
I подзона					
II и III подзоны				СВ 40	60
6. Головани	6	рудные зоны	медно-пир- ротинное		
I южная зона				С	
II южная зона					
III северная зона					
Мурашисхевская зона					
7. Мдареджи	15	"	"	С 10 С 10 С	75-85 " 75
Зона № 1				ЮЗ 205	75
Зона № 2					
Зона № 3					
8. Гонджатхеви	1	"	"		
9. Уелтехиви	3	"	"	СВ 10 СВ 10	25-35 "
I зона					
II зона					
III зона					
10. Лодуани	2	"	"	СВ СВ	45 45
I зона					
II зона					
Рудное тело I зоны				СВ 25	85
11. Стори	1	жилы	"		
12. Мазими	9	рудные согласные залёжи	серно-кол- чеданные		

Примечание: Приведенные в табл. 1 данные частично
этимствованы у Г.В. Годридзе, Т.Г.
Карахашвили, К.Б. Габуния, Г.Н. Махви-
ладзе.

держанию полезных компонентов этот тип руд небогат, однако основная масса рудного вещества приходится именно на него.

Руды с массивной текстурой по распространённости занимают второе место. По минеральному составу они пирротиновые или пирит-пирротиновые с подчинённым количеством халькопирита, поздняя генерация которого часто наблюдается в виде тонких жилок, в основном пирротине. Часто в тесном сростании с пирротинном и пиритом присутствует в значительном количестве молочно-белый кварц, который в количественном отношении подчинён сульфидам. Содержание меди в этом типе руд примерно такое же как и в прожилково-вкрапленном, однако они намного богаче примесью селена, теллура, кобальта и никеля.

Характерная особенность состоит и в том, что эти руды часто и интенсивно дисульфидизированы, в результате чего пирротин испещрен жилками позднего пирита, мельниковит-пирита и алазанита (Fe_2S_3).

Руды с брекчиевой текстурой уступают место рудам первых двух типов, однако также весьма широко развиты. Эти руды чаще всего наблюдаются во втором морфологическом типе рудных тел, однако встречаются и в первом типе, в участках развития гнезд и неправильной формы тел, сложенных сульфидами или же кварцево-сульфидными агрегатами. В рудах с брекчиевой текстурой по характеру взаимоотношений слагающих их минеральных агрегатов выделяются три подтипа руд: а) брекчиевые руды, в которых обломки вмещающих пород сцементированы кварцево-сульфидной массой (наиболее распространённый подтип), б) брекчиевые руды, в которых мелкие обломки молочно-белого сливного кварца сцементированы массой более позднего кварца и сульфидов и в) брекчиевые руды, в которых обломки ранних сульфидов (часто сильно корродированных) сцементированы более поздними сульфидами. В первом подтипе брекчиевых руд обращает на себя внимание полное отсутствие процесса метасоматического замещения угловатых обломков сланцев сульфидами. Сланцы иногда слабо окварцованы и рассечены нитьевидными жилками кварца и сульфидов.

В отличие от этого, в третьем подтипе почти всегда наблюдается разъединение обломков ранних сульфидов более поздними. Тогда же, когда цемент и обломки представлены различными генерациями одного и того же минерала (в нашем случае это пириты), наблюдается залечивание обломков.

Довольно широкое развитие в рудах, последних двух подтипов брекчиевых руд, совершенно однозначно указывают на наличие в процессе рудообразования, по крайней мере, двух внутри-минерализационных довольно сильных подвижек, вызвавших дробление раннего кварца и пирита.

Полосчатая текстура руды пользуются локальным развитием и характерна только для серноколчеданной массивной "руды" валунов, найденных в делювии (рудопроявление Лако). Эта руда по своему составу сильно отличается от руды всех известных в Кахетии рудопоявлений и выявляет некоторое сходство с массивным "сорняком" месторождения Кизыл-Дере. Полосчатое строение этого типа руды обусловлено цепочкообразным субпараллельным расположением в ней линзочек сланцев и местами чередованием полос тонкозернистого пирита (преобладающий морфологический тип пирита) с полосками курпнозернистого.

МИНЕРАЛОГИЯ РУД

Минералогию медно-пирротиновых руд Южного склона в различное время изучали Г.В. Гвахария, И.С. Волынский, Г.И. Харашвили (1949), Д.И. Купарадзе и Т.В. Иваницкий.

С начала семидесятых годов этим вопросом стали заниматься З.В. Отхмезури и В.Н. Буадзе. Кроме того, некоторые минералогические исследования проводились попутно, при ведении поисково-разведочных работ. Наиболее подробно минералогию руд исследовал Г.И. Харашвили, которым, в частности, изучена минералогия медно-пирротиновых рудопоявлений Кахетии. Несмотря на довольно значительное количество трудов, многие вопросы минералогии руд, видимо, не до конца исследованы. Примером могут служить кахетинские руды, в которых удалось обнаружить ряд новых, неизвестных в этих рудах минералов.

По минеральному составу руд медно-пирротиновые оруденения Кахетии не выявляют большой сложности, однако характеризуются некоторыми типоморфными особенностями, подчеркивающими их индивидуальность (табл. 2).

В настоящей работе последовательность описания минералов обусловлена их ролью в сложении руды по группам, однако наиболее подробно охарактеризованы рудные минералы. Супергенные минералы, ввиду их незначительного развития и отсутствия специальных исследований, описываются схематичнее.

Рудные минералы

Главнейшим рудослагающим минералом большинства рудопоявлений является пирротин. В некоторых случаях количественно к нему приравнивается пирит, и лишь в валунах делювии рудопоявления Лако и в рудоносных зонах Шорохеви-Гохиана он играет роль подчиненного минерала. Особенно много пирротина в

Таблица 2

Минеральный состав руд медно-пирротиновых рудопроvinces Кавказа (парагенетические комплексы и ряды замещения минералов)

Группы минералов	Минералы		Парагенетические комплексы минералов (в возрастной последовательности)	Ряды замещения минералов	Примечания
	главные	второстепенные			
Группы минералов	пирротин	мельниковит-пирротин	1) кварц-пирит-хлорит-эридрот (показит)-серпикит-карбонат-глинистый минерал 2) пирротин-халькопирит-пирит-кварц (кобальтин)-цинкит-центландит 3) мельниковит-пирит-алазанит-пирит-марказит 4) пирит-карбонат-гематит 5) сфалерит-галенит-халькопирит-пирит-кварц-карбонат	пиррит ← пирротин ← халькопирит пирротин ← мельниковит-пиррит пирротин ← алазанит пирротин ← марказит халькопирит ← алазанит пирит ← марказит кварц ← халькопирит кварц ← карбонат пирит ← гематит мельниковит → пирит ← гематит карбонат ← гематит	Минералы без индекса отсчитываются как в работе Г.И. Харашвили (1948), так и нами. Минералы с индексом 1/ определены нами. Минералы с индексом 2/ определены Г.И. Харашвили (1948), однако нами в руде они не обнаружены. Кобальтин 3/ указывается в работе И.В. Вакрадзе, А.Д. Калацадзе и др., а также найден нами в нескольких образцах.
	лигнит	сфалерит галенит			
Группы минералов	халькопирит	алазанит 1/ марказит гематит 1/	редкие кобальтин 3/ лигнит пентландит 2/ кубанит 1/ валлерит 1/ ильменит 1/ сфалерит марказит гематит 1/ минералы № 1, № 2, № 3		
	кварц	карбонат хлорит эпидот (показит) серпикит глинистый минерал			
Супергенные	лимониты (нерасульфидные)	ковелин халькозин малахит мелантерит 1/ ярозит	эридрот медь самородная 1/		

линзовидно-жилкообразных массивных рудных телах, в которых макроскопически часто кроме пирротина другие сульфиды не различаются. В таких рудах пирротин слагает сплошные, чаще всего мелко- и среднезернистые агрегаты (0,3–2,5 мм), однако в рудоносных зонах он наблюдается в виде жилок и неправильной формы скоплений.

Анизотропия пирротина всегда наблюдается ясно, что позволяет уверенно проследивать изменение структурно-текстурных особенностей его агрегатов. Обращает на себя внимание редко наблюдаемая сдвойникованность пирротина и исключительно слабая проявленность признаков его метаморфизма. Всего лишь в двух-трех случаях нам удалось наблюдать явления участковой

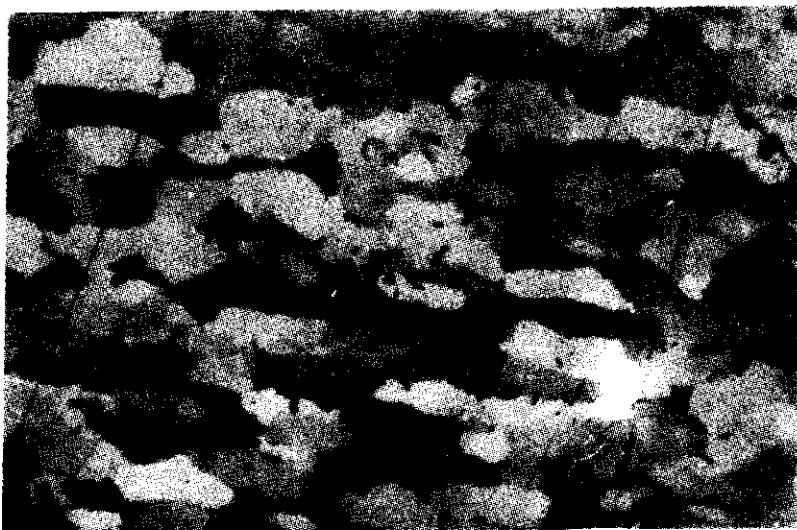


Рис. 9. Участок массивной пирротиновой руды с намечающейся лепидо-гранобластичностью строения агрегата; рудопро- явление Ареша, шл. 215, X 110, + Ник.

перекристаллизации и трансляции (рис. 9).

Рентгеновские анализы^{4/} (15 навесок чистых фракций пир-

^{4/} Анализы произведены в рентгеновской лаборатории отдела геохимии рентгенологом И. Гвинджилия. Здесь же приводим условия съемки дебаеграмм: аппарат УРС-55, Fe - антика- тод, без фильтра $D=57,3$ мм, $\lambda=0,35$ мм, $D-D_0=0,3$ мм, экс- позиция 5 часов, эталон № 93 по В.Н. Михееву.

ротина) показали, что все исследованные пирротины являются гексагональными модификациями.

Исследование пирротинов методом декрепитации^{5/} дало следующие результаты (табл. 3).

Таблица 3

Температура декрепитации пирротина

Рудопроявления	Температура декрепитации, С°.
Аргана	330-340
Голоиани	340-360
Ареша	360-380
Стори	360-410

Взаимоотношение пирротина с другими рудослагающими минералами довольно выдержано во всех рудопроявлениях.

Пирротин находится в тесном сростании с пиритом, мельниковит-пиритом, алазанитом, сфалеритом, халькопиритом, кварцем и карбонатом.

Одной из наиболее ярко выраженных особенностей соотношения пирротина с другими рудослагающими минералами является его сростание с мельниковит-пиритом, пиритом и алазанитом. Эти минералы метасоматически развиваются по пирротину (процесс дисульфидизации пирротина), часто полностью замещая его. Мельниковит-пирит и пирит, развиваясь по пирротину, образуют овальные концентрически-слоистые (колломорфные) образования различной степени раскристаллизации (мельниковит-пириты) (рис. 10).

В отличие от мельниковит-пирита, алазанит, развиваясь по пирротину, образует типичные псевдоморфозы замещения с унаследованием структурных особенностей пирротина - зернистости и спайности, как это часто наблюдается в структурно различных соединениях с общим анионом (Иваницкий, 1955; Генкин, 1954; Малышев, 1971).

^{5/} Исследование сульфидов методом декрепитации проведено в лаборатории по изучению рудообразующих растворов при кафедре минералогии Львовского гос. у-та им. И. Франко (зав. д-р Н.И. Мязь).

Характерно также срастание пирротина с ранним пиритом (2) – пирротин играет роль цемента, в некоторой степени раздробленных агрегатов этого пирита.

Такой же стабильной для всех рудопроявлений является цементация (с некоторыми признаками коррозии) пирротина сфалеритом. Кроме того, в массивных рудах часто наблюдает-



Рис. 10. Сильно дисульфидизированный пирротин. Овальные тельца пирита и ветвистые жилки мельниковит-пирита в пирротине; рудопроявление Гохиана, шл. 180, X 70, – Ник.

ся тесное срастание пирротина с халькопиритом, где соотношение между этими минералами указывает на взаимоперекрывающее их отложение. Поэтому в медно-пирротиновых рудах нами выделены два разновозрастных халькопирита, связанных с различными парагенетическими комплексами минералов – с пирротин-пиритовым и полиметаллическим^{6/}.

Для большинства рудопроявлений характерно также наличие в пирротине неравномерно распределенной вкрапленности довольно хорошо развитых кристаллов (часто скелетной формы) пирита. Этот пирит, по всей вероятности, имеет метакристаллическую природу и наряду с карбонатом и гематитом слагает наиболее

^{6/} В полиметаллическом комплексе присутствует и третья морфогенетическая разновидность халькопирита – эмульсионная вкрапленность в сфалерите (продукт распада твердого раствора).

поздний комплекс минералов. Значительная часть пирита (среднезернистого), теснейшим образом связанного с пирротинном, скорее всего парагенетична (равновесна) пирротину. Однако непроверяемых микроскопических критериев для однозначного решения этого вопроса нет. По последним данным С.В. Козеренко (1972), более вероятна равновесность с пиритом более сернистой (моноклинной) фазы пирротина.

В тесной ассоциации с пирротинном находится и ряд генераций кварца, среди которых количественно преобладает кварц (2), синхронный с пирротинном.

Взаимоотношения с карбонатом двоякого рода; крупнозернистый часто в значительной степени метаморфизованный карбонат зачастую раздроблен и цементирован пирротинном (Сторское рудопроявление и некоторые другие), остальные морфогенетические разновидности карбоната более поздние, т.к. жилки их секут пирротин.

Кроме мельниковит-пирита, пирита и алазанита, пирротин реже замещается марказитом и еще реже - гематитом, развивающимся по межзерновым пространствам пирротина. Коррозию пирротина и цементацию его обломков наряду с халькопиритом и сфалеритом производит и карбонат (поздний - ряда сидерит-анкерита (?)).

Таким образом, на основании выявленных взаимоотношений пирротина с другими рудослагающими минералами, в первом приближении можно считать, что пирротину парагенетичны халькопирит-кварц (2) и пирит (2). Этот парагенетический комплекс минералов главный для медно-пирротинных рудопроявлений Кавказии и образован в продолжение второй основной стадии минерализации.

Элементный состав пирротина (подробно см. главу, посвященную элементам-примесям) несложен и подвержен небольшим изменениям с точки зрения количественных соотношений примесей. С качественной стороны он довольно стабилен. Главные примеси пирротина (г/т): кобальт (от 6 до 1000; в средн. - 280), никель (от нет до 610; в средн. 120), селен (от 2 до 160; в средн. 64), теллур (от нет до 22; в средн. 15), висмут (от нет до 100; в средн. 21).

Выводы по пирротину: 1) пирротин является преобладающим минералом исследованных руд, 2) в руде присутствует только гексагональная модификация пирротина, 3) температура декрепитации пирротина варьирует в пределах 330-410°, 4) с пирротинном парагенетичны халькопирит-кварц (2) и пирит (2), 5) пирротин в результате дисульфидизации замещается мельниковит-пиритом, пиритом, алазанитом и марказитом, 6) пирротинны содержат примеси - кобальта, никеля, селена, теллура и висмута.

Пирит также относится к группе главных минералов руды, и, как уже отмечалось, в некоторых случаях преобладает над пирротином (валуны рудопроявления Лако и некоторые образцы с других рудопроявлений), благодаря чему руда становится серноколчеданной (подробно см. минералогию рудных валунов рудопроявления Лако).

Структурно-морфологические особенности пирита позволяют в сложении руды установить наличие не менее пяти разновидностей, представленных: 1 - ранним, дорудным пиритом окварцованных окolorудно измененных пород; 2 - пиритом основной (второй) стадии рудообразования; 3 - пиритом, образованным в процессе дисульфидизации пирротина; 4 - пиритом метакристаллической природы и 5 - пиритом полиметаллической стадии минерализации.

Наряду с преобладающим в руде неравномернозернистым пиритом (второй стадии), агрегаты которого часто катаклазированы и сцементированы кварцем и реже халькопиритом и пирротином, в руде нередко наблюдаются хорошо развитые кристаллические образования пирита. Этот пирит в большинстве случаев представлен метакристаллами и, видимо, генетически связан с завершающей рудный процесс стадией минерализации.

Пирит основной стадии рудообразований парагенетичен пирротину и халькопириту (1), находясь в тесном сростании с ними.

Этот пирит неравномернозернист и часто катаклазирован и сцементирован пирротином, халькопиритом и кварцем (рис. 11).

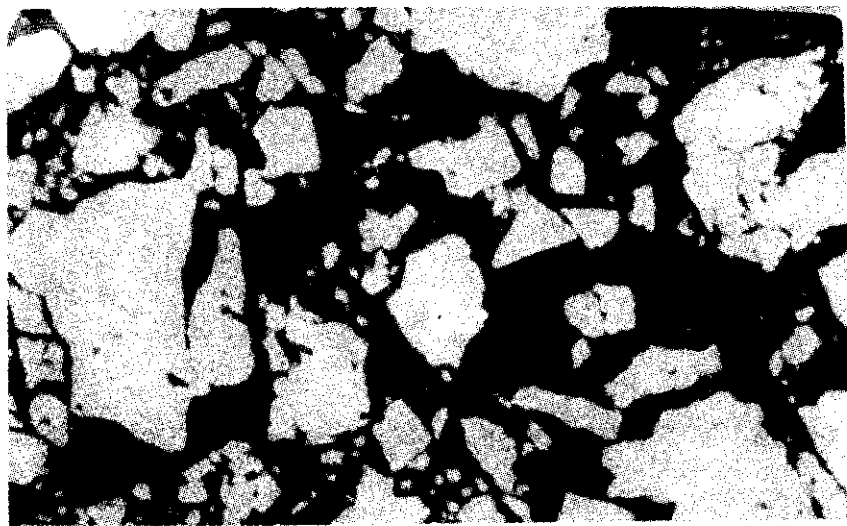


Рис. 11. Типичная микробрекчиевая текстура руды, обусловленная цементацией обломков пирита (2-го) кварцем (основная темно-серая масса); рудопроявление Лако, шл. 273, X 70, - Ник.



Рис. 12. Кристаллы (метакристаллы) пирита скелетной формы (белый) в массе молочно-белого кварца (основная черная масса); рудопроявление Лодуани, шл. 75, X 90, - Ник.

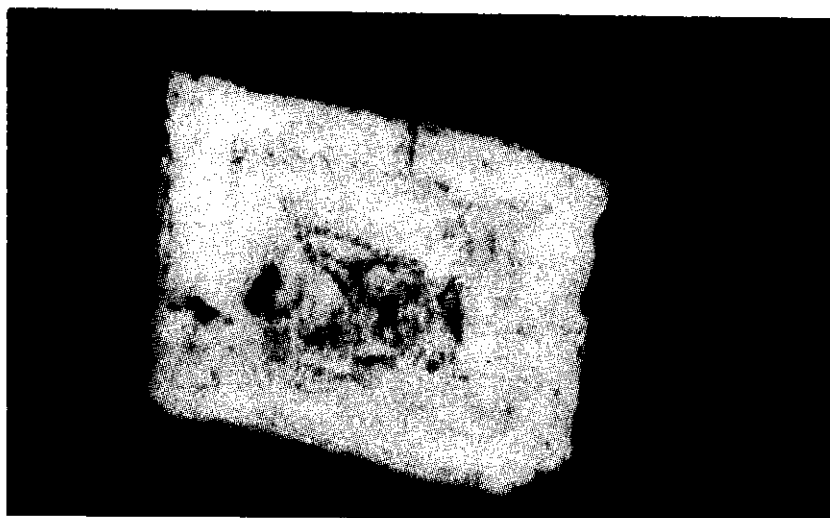


Рис. 13. Зональный метакристалл пирита (белый) в массе молочно-белого кварца (черный); в пирите по зонам роста закономерно распределены тончайшие включения-реликтов кварца; рудопроявление Стори, шл. 67, X 210, - Ник.

Пирит, развивающийся по пирротину, представлен мелкими овальной формы выделениями и ветвистыми жилками и всегда находится в тесной ассоциации с мельниковит-пиритом и алазанитом. Травление пирита часто выявляет его колломорфную структуру; иногда он бывает разбит мелкими трещинками (трещины усыхания геля), залеченными кварцем и карбонатом.

Метакристаллический пирит развит широко, однако крупных скоплений не образует. Чаще всего он наблюдается в кварце, реже - в пирротине и халькопирите. Характерная структурная особенность состоит в часто наблюдаемой скелетности (рис. 12) его кристаллов, тесно ассоциирующих с идеально ограненными индивидами. Для него менее характерно зональное строение (рис. 13), обусловленное закономерным расположением мелких включений-реликтов (кварца). По времени отложения метакристаллический пирит один из наиболее поздних минералов (пирит-карбонат-гематитовый комплекс минералов).

В пирит-карбонат-гематитовом комплексе минералов, видимо, присутствует еще одна своеобразная очень тонкозернистая и наиболее поздняя морфогенетическая разновидность пирита. Количественно эта разновидность играет подчиненную роль, однако встречается довольно часто в ассоциации с пиритом вторым и кварцем. Обращает на себя внимание наличие, в исключительно редких случаях, в этом пирите индивидуализированных очищенных от тонких включений кварца (характерных для описываемой разновидности пирита) жилкообразных обособлений. Эти жилкообразные обособления пирита, по всей вероятности, образовались в связи с процессом регенерации и переотложения вещества пирита по тонким трещинным плоскостям посредством остаточных (реликтовых, переработанных) гидротермальных растворов. Поэтому эти жилкообразные обособления пирита мы генетически не отрываем от наиболее поздней морфогенетической разновидности пирита (материнское вещество).

Если не считать пирита, метасоматически развивающегося по пирротину в процессе дисульфидизации последнего, то все остальные разновидности пирита ведут себя не активно по отношению к ранее образованным минералам. Наоборот, более поздние минералы часто замещают или же корродируют пириты. Так, например, часто наблюдается коррозия пирита второго халькопиритом, дорудного пирита пирротинном и поздних пиритов карбонатом и гематитом.

Здесь же укажем, что исследование пирита второй стадии минерализации методом декрепитации показало следующие температурные интервалы растрескивания минерала (табл. 4).

Элементный состав пиритов примерно такой же как и пирротинов. Однако характеристику отдельных морфологических раз-

новидностей пирита в отношении примесных элементов мы не можем дать, ввиду невозможности отбора чистых фракций.

Таблица 4

Температуры декрепитации пиритов

Рудопроявления		Температура декрепитации, С°
Лако Голоиани	Пирит второй стадии	300-320 280-290
Лако (2-ая зона)	Пирит в виде вкрапленности в жильном кварце (по-видимому, 4-я стадия)	170-200
Лако (1-я зона)		170-200
Лако (1-я зона)		170-200

Примеси пиритов (г/т): кобальт (от 6 до 1000; в средн. 36), никель (от нет до 1000; в средн. 170), селен (от 5 до 80; в средн. 30), теллур (от нет до 35; в средн. 7), висмут (от нет до 100; в средн. 21).

Выводы по пириту: 1) пирит один из главных рудослагающих минералов, 2) в рудах установлено наличие не менее пяти разновозрастных морфогенетических разновидностей пирита (доминирует пирит второй стадии минерализации), 3) образование пирита происходило в продолжение всего процесса рудообразования, в связи с чем отдельные его разновидности парагенетичны со многими минералами, 4) температура декрепитации пирита второй стадии варьирует в пределах 280-310°, а поздних пиритов (видимо, четвертой стадии) - в пределах 170-200°, 5) пирит содержит примеси кобальта, никеля, селена, теллура и висмута.

Халькопирит наряду с пирротинном и пиритом является главным рудослагающим минералом медно-пирротиновых руд. Особенно большая роль в сложении руды халькопириту принадлежит на Шороховском и Гохианском рудопроявлениях. Наиболее бедна халькопиритом руда рудопроявления Лако. Халькопирит наблюдается как в виде сплошных выделений в тесном сростании с пирротинном, образующих массивные руды, так и в виде жилок, мелких линзочек, примазок и густой вкрапленности в измененных и

смятых породах зоны (Шорохеви, Гохиана).

Халькопирит почти всегда находится в тесном сростании с другими рудослагающими минералами. В рудах по структурно-морфологическим особенностям выделяются три разновидности халькопирита, соответствующие трем генерациям. Халькопирит первой генерации слагает основную массу медной руды. В массивных пирротиновых рудах наблюдается тесное сростание халькопирита с пирротинном, где соотношение между этими минералами указывает на взаимоперекрывающее их отложение. Халькопирит этой генерации отлагался как совместно, так и позднее пирротина, проникая в межзерновые пространства и часто образуя в нем жилки. Выделенные в медно-пирротиновых рудах разновидности халькопирита связываются с различными парагенетическими ассоциациями минералов: ранние — с пирротиновой, а поздние — с полиметаллической. Халькопирит первой генерации часто образует жилки в пиритовых агрегатах и цементирует раздробленные выделения последнего. В свою очередь он нередко сечется жилкообразными выделениями мелкозернистого пирита поздней стадии минерализации.

Халькопирит часто окаймляется и сечется сфалеритом, который иногда содержит эмульсионную вкрапленность позднего халькопирита. Для халькопирита характерна хорошо выраженная анизотропия, что составляет его оптическую аномальность. При структурном травлении халькопирит в большинстве случаев выявляет среднезернистое строение с длиннопризматическим габиту-сом структурных единиц (от 0,3 до 0,5 мм, обычно преобладают зерна размером до 0,4 мм).

Для халькопиритов некоторых рудопроявлений (Шорохеви, Гохиана) характерно наличие в них мелких выделений валлериита и относительно крупных выделений кубанита, описание которых дается ниже. Вторичными процессами халькопирит затронут слабо, лишь в некоторых местах наблюдается замещение его халькозином, ковеллином, малахитом и лимонитом.

Халькопирит второй генерации в медно-пирротиновых рудах представлен в ничтожном количестве и тесно связан со сфалеритом, в котором он образует мельчайшую эмульсионную вкрапленность, как продукт распада твердого раствора.

Халькопирит третьей генерации связан с полиметаллической стадией минерализации и ассоциирует также со сфалеритом, галенитом и поздним карбонатом. Иногда мелкие выделения этого халькопирита бывают приурочены к межзерновым пространствам позднего карбоната.

Исследование халькопирита первой генерации (три образца) методом декрепитации показало, что халькопирит растрескивается при температуре 300–320°.

Элементный состав халькопирита несложен и довольно

стабилен. Главные примеси (г/т): кобальт (от 6 до 1000; в средн. 170), никель (от нет до 760; в средн. 48), селен (от 5 до 120; в средн. 70), теллур (от 5 до 50; в средн. 44), висмут (от нет до 100; в средн. 13).

Выводы по халькопириту. 1) халькопирит один из главных рудослагающих минералов медно-пирротиновых руд и представлен тремя разновозрастными образованиями. Халькопирит первой генерации слагает основную массу медной руды и представлен среднезернистыми агрегатами, 2) с халькопиритом 1 парагенетичны пирротин и пирит, а с халькопиритом 2 и 3 - сфалерит, галенит и карбонат, 3) температура декрепитации халькопирита второй генерации соответствует 300-320°; 4) халькопирит содержит примеси кобальта, никеля, селена, теллура и висмута.

Мельниковит-пирит является довольно широко распространенным минералом, однако значительных концентраций не образует. Он теснейшим образом связан с пирротином и другими продуктами дисульфидизации последнего (пирит, алазанит, марказит). Для мельниковит-пирита исключительно характерны почкообразно-колломорфные стяжения (рис. 14) и зонально-узорчатые жилки сложного строения, где мельниковит-пирит находится в сложном сростании с пиритом и реже с марказитом и тончайшими выделениями гематита. По времени образования мельниковит-пирит и парагенетичные с ним минералы относятся, видимо, к

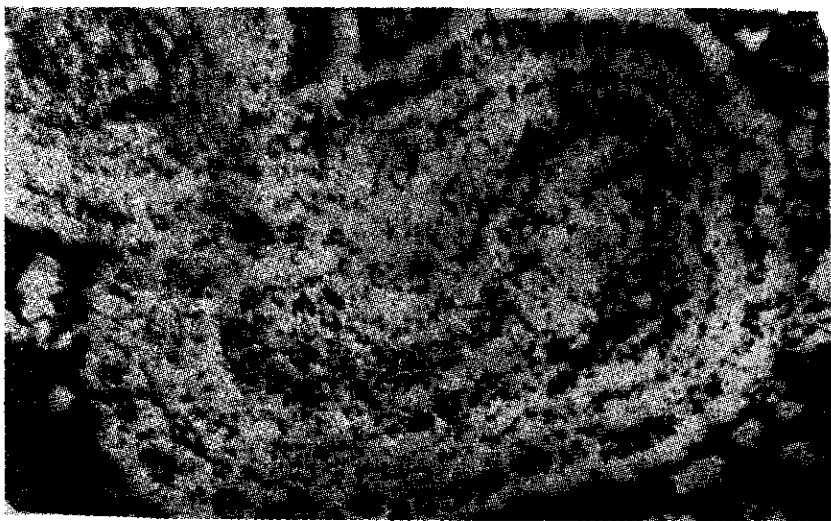


Рис. 14. Сложно построенная почка зонального строения с чередованием зон различной степени раскристаллизации FeS_2 (мельниковит-пирита и пирита); по границе зон местами наблюдается тонкая вкрапленность гематита; рудопроявление Инцола, шл. 49, X 33, - Ник.

третьей стадии минерализации.

Сфалерит второстепенный минерал, преобладающий в парагенетическом комплексе сфалерит-галенит-халькопирит, относящийся к полиметаллической стадии минерализации. Сфалерит в рудах распределен весьма неравномерно, образуя небольшие выделения неправильной формы. Он представлен темноокрашенной разностью и часто содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита, и в виде включений в пирротин (Харашвили, 1949).

Структурное травление сфалерита всегда выявляет равномерно-зернистое строение с частым пластинчатым двойникованием зерен.

Сфалерит почти всегда сечется прожилками халькопирита-3, который часто замещает его; со своей стороны, сфалерит цементирует и корродирует крупнокристаллический пирит и пирротин.

Взаимоотношения сфалерита с галенитом указывают на более позднее отложение последнего (галенит местами проникает в межзерновые пространства агрегата сфалерита).

Таким образом, взаимоотношения сфалерита с другими минералами позволяют прийти к заключению, что сфалерит один из ранее выделившихся минералов последней полиметаллической стадии.

Галенит встречается значительно реже сфалерита, находясь с ним в тесной ассоциации. Он образует жилки в сфалерите, часто проникая в межзерновые пространства. Кроме того, галенит образует неправильной формы выделения малых размеров в кварце и халькопирите. Взаимоотношение галенита с халькопиритом третьей генерации не совсем ясно. Можно считать, что галенит образован после сфалерита, почти одновременно с халькопиритом третьей генерации, чуть позже него.

Алазанит. Наряду с пирротином, халькопиритом, пиритом и другими минералами в сложении руд участвует и новый минерал, полный аналог которого в литературе не известен. Его мы назвали алазанитом по р. Алазани, в бассейне которой был обнаружен минерал. Он присутствует в довольно значительном количестве в Артанском месторождении и иногда достигает 5-10% от общей массы руды. Предыдущими исследователями этот минерал не отмечался, однако, возможно, его рассматривали как мельниковит-марказит, которого, по нашим данным, в исследованных рудах нет.

Как уже отмечалось, особенно много алазанита в руде Артанского рудопрооявления, где он образует участки размером до

0,2 см. Жилки алазанита нередко приурочены к межзерновым пространствам пирротина, что обуславливает петельчатую микро-структуру руды. В сплошных выделениях и в сравнительно крупных жилках алазанита можно часто наблюдать реликты пирротина и реже халькопирита, что указывает на замещение этим минералом пирротина и халькопирита.

Сплошные выделения алазанита часто характеризуются отсутствием структурных особенностей пирротина — зернистости и спайности, что указывает на возникновение типичных псевдоморфоз замещения.

Из взаимоотношений с другими рудослагающими минералами особо следует указать на наличие в алазаните мелких выделений пирита, часто соединяющихся тонкими прожилками (рис. 15), на наличие мелких изометрической формы выделений кобальтина и линнеита и жилок гематита (гидрогематита ?).

Оптические диагностические свойства алазанита следующие: цвет серовато-белый; отражательная способность меняется в пределах одного зерна от 41 до 44%, двуотражения у минерала нет; минерал сильно анизотропен (рис. 16) с цветным эффектом в коричневато-серо-желтых тонах (цветной эффект анизотропии особенно четок в иммерсии).

Твердость минерала высокая, однако при сильном нажиме стальной иглы минерал крошится; рельеф выше пирротина порядка минералов группы У1; минерал полируется хорошо.

В морфологическом отношении минерал характеризуется ясно выраженной зернистостью с заметной продолговатостью (таблитчатостью?) зерен, что особенно хорошо видно при слабом травлении (время экспозиции несколько секунд) сплошных выделений в HNO_3 (1:1); спайность выражена ясно и совпадает с продолговатостью зерен.

Химическое травление: при воздействии HNO_3 (1:1) минерал травится, выявляя кристаллически-зернистую структуру сплошных агрегатов, однако при длительной экспозиции затравливается и чернеет; NH_4OH и HCl (1:1) не действуют. На воздухе минерал не покрывается пленкой побежалости.

Минерал диамагнитен, магнитная эмульсия не выявляет домен. Из-за невозможности отборки чистой фракции минерала, достаточной для проведения химического анализа, состав минерала определялся на микрозонде (табл. 5, рис. 17) и спектральным анализом (табл. 6).



Рис. 15. Мелкое выделение и жилка пирита (белый) в алазаните (основная масса серого цвета); рудопроявление Артана, шл. 110, X 450, - Ник. (иммерсия).



Рис. 16. Анизотропия алазанита; рудопроявление Артана, шл. 110, X 150, + Ник.

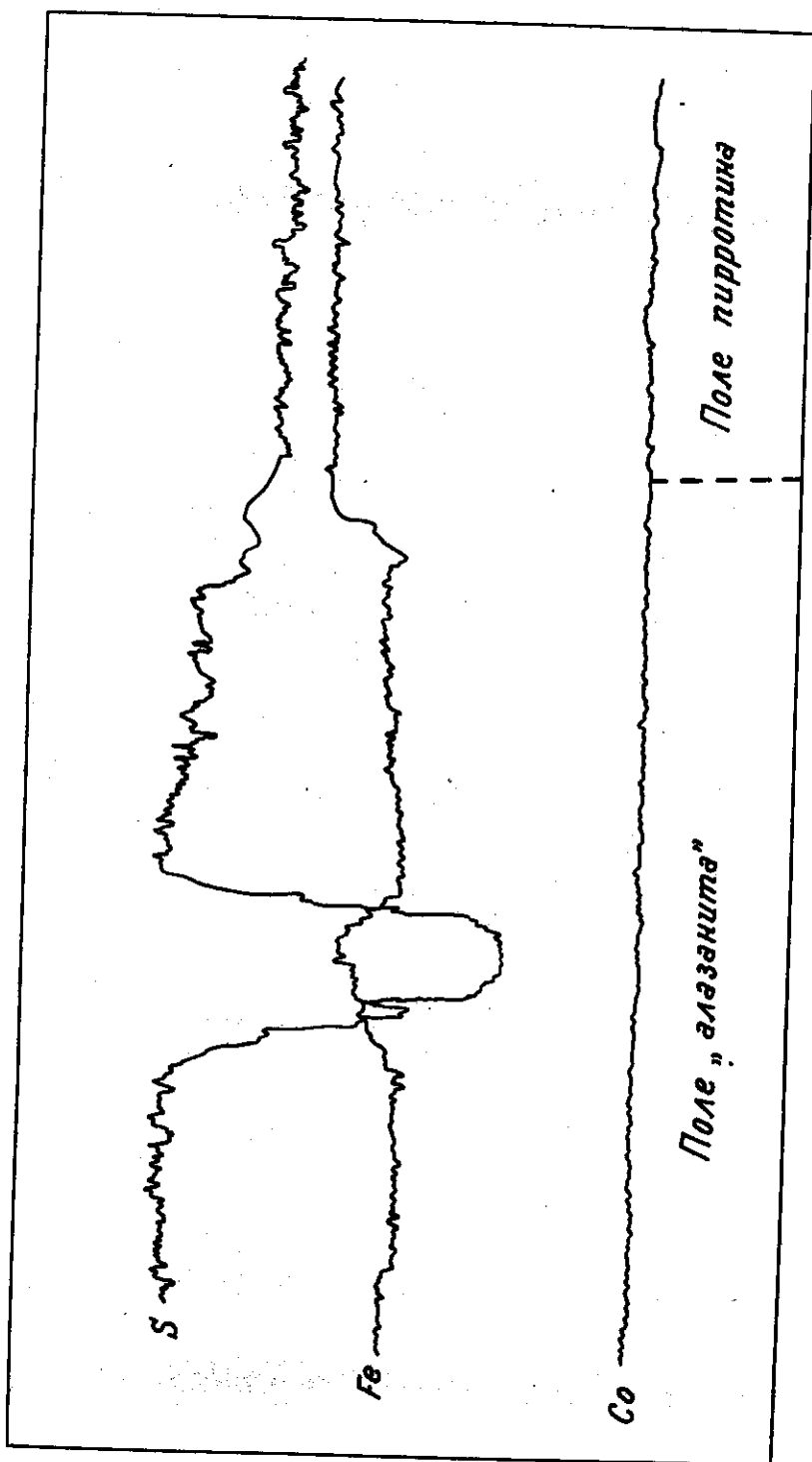


Рис. 17. Кривые концентрации Fe и S в отрезке 110 микронов алазанита.

Таблица 5

Результаты исследования алазанита
на микрозонде

Компо- ненты	Точка 5		Точка 4		Точка 2		Точка 3		Соотношен. компонентов
	вес %	молек. колич.	вес %	молек. колич.	вес %	молек. колич.	вес %	молек. колич.	
Fe	58,87	10542	51,74	9264	49,56	8874	44,99	8055	точка 5 . FeS 1,20
S	40,57	12654	42,14	13143	42,50	13626	45,53	14198	точка 4 . FeS 1,42
Сумма	99,44	23196	93,88	22407	92,06	22500	90,52	22253	точка 2 . FeS 1,49 точка 3 . FeS 1,76

Примечание: Стандарт: FeS_2 ускорен, напр. 20 kV прибор "Камека", анализ выполнен в лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик А.И. Цепин (образец с месторождения Артана).

Результаты исследования алазанита на микрозонде показывают, что отношение главных компонентов минерала (Fe и S) значительно меняется в различных точках одного и того же зерна.

В среднем по кривым концентрации Fe и S (кривые были получены в отрезке в 110 микрон) отношение $Fe:S = 1:1,5-1,6$, что близко соответствует сульфиду состава Fe_2S_3 . Сульфид железа такого состава в природе пока никем не был описан, однако Г. Куллерудом (1966) такое соединение было получено при комнатной температуре в лаборатории.

Рентгеновские исследования алазанита проводились на рентгеновской установке УРС-55а в камере диаметром 57,3 мм при неотфильтрованном железном излучении. В качестве образцов при съемке использовались шлифы и шарики, специально приготовленные на резиновом клее.

Лучшего качества дебаграммы были получены при режиме работы: напряжение - 40 кв, сила тока - 10 ма, время экспозиции 24 часа. Суммарные результаты сведены в табл. 7.

Таблица 6

Результаты полуколичественного
спектрального анализа алазанита

№ анализа	Fe	Si	Cu	Ca	Al	Mg	P	Pb
1	>1	1	$n \cdot 10^{-4}$	1	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$		-
2	>1	>1	$n \cdot 10^{-4}$	1	$n \cdot 10^{-2}$	1		нет
3	>1	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$	-		$n \cdot 10^{-3}$
4	>1	1	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	нет $n \cdot 10^{-2}$

№ анализа	Zn	Ni	Co	Ti	Mo	Mn	Ga
1	-	-	-	-	-	-	-
2	нет	нет	нет	$n \cdot 10^{-2}$	нет	$n \cdot 10^{-4}$	нет
3	$n \cdot 10^{-4}$	нет	нет	$n \cdot 10^{-3}$	нет	$n \cdot 10^{-4}$	нет
4	нет $n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-4}$ $n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$ $n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5}$ $n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5}$ $n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5}$ $n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5}$ $n \cdot 10^{-4}$

Примечание: анализы 1, 2 и 3 выполнены в спектральной лаборатории отдела геохимии Геологического ин-та АН СССР. Аналитик Ж.Н. Абашидзе; анализ 4 выполнен в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Р.Н. Кортман.

Рентгеновский анализ дал весьма четкую картину, характерную для марказита; однако, из-за того, что межплоскостные расстояния существенно отличались от теоретических, нами была предпринята попытка более точного определения параметров исследуемого минерала.

Таблица 7

Данные дебаграммы алазанита

I	d &/n	hkl	I	d &/n	hkl
4	3,49	110	1	1,38	122
10	2,72	101	1	1,33	311
3	2,44	111	1	1,32	320
					140
3	2,35	120	1	1,23	321
1	2,25	200	1	1,21	131
2	2,09	210	1	1,188	240
7	1,94	121	5	1,104	103
					312
					410
8	1,78	211	1	1,084	113
3	1,74	220	1	1,071	150
1	1,70	002	3	1,050	023
		130			411
1	1,60	031	2	1,022	123
					151
2	1,53	112	1	1,016	340
		131			
4	1,45	022	3	1,003	213
		310			
0,5	1,42	230	3	0,997	421

Примечание: анализ произведен в отделе минералогии Геологического института АН СССР Р.А. Ахвледиани.

Таблица 8

Главнейшие диагностические свойства алазанита и
похожих на него минералов

Диагностические свойства	Алазанит	Промежуточный продукт П. Рамдорах/	Марказит
Цвет	Серовато-белый	Кремзавато-серый	Светло-желтый
Отражательная способность R	41-44% (меняется в пределах од- ного зерна)	Меняется в пределах од- ного зерна	По П. Рамдору в зеленом свете 52%, в оранжевом 48,5, в красном 44,5
Поведение в + Nic	Ясно анизотропен, с цветным эф- фектом в коричнево-серо-желтых тонах	Подобно марказиту сильно анизотропен с цветным эф- фектом; H {0001} коричне- вый; L {0001} серовато- оливковый	Сильно анизотропен, с цветным эффектом в фиолетово-коричнево- то-желтых тонах; анизотропия возрастает от сечения H {001} через H {010} к сечениям H {100}
Двуограждение ΔR	Нет (ни в воздухе, ни в иммерсии)	Отчетливое	Отчетливое
Относительный рельеф	Порядка У1 группы минералов по И.С. Вольскому	Видимо, группы У-У1	УП
Структурно-морфологическая особенности	Зернисто-кристаллическая с замет- ной продолговатостью зерен, габи- тус таблитчатый	Зернисто-кристаллическая	Зернисто-кристаллическая таб- литчатая, часто шестоватая; рационально-лучистая в стяжени- ях коллоидной текстуры
Слайность	Четкая, совпадает с продолгова- тостью зерен	-	Нечеткая по (101) и (010)
Двойникование	Не наблюдается	-	Характерно, часто полисинте- тическое
Сингония	Ромбическая	-	Ромбическая D_{2h}^{12} , b, c Pmm
Основные линии на рентге- нограмме	2,72 _x ; 1,738; 3,494	По Френцелю характеризуется линиями марказита различной интенсивности	2,71 _x ; 1,708; 3,444
Параметры решетки	a=4,506; b=5,511; c=3,604	-	a=4,445; b=5,425; c=3,388

Химические	Отношение Fe:S Содержание H ₂ O Химический состав	~1 : 1,5 - 1,6 Нет данных Fe=52,5%; S=47,5% Pb, Zn, Ni, Co, Ti, Mo, Mn, Ga	По Сакселу/ 1:2,27 По Сакселу 7,95%	1 : 2 Нет Fe = 46,6%; S = 53,4% и др.
Химические	Химическое Травление Поведение на воздухе	Легко травится, чернеет Не действует Не окисляется	Легко травится Воздействует медленно Быстро покрывается побежалостью	Слабо травится, темнеет Не действует Иногда медленно поддается окислению
Химические	Твердость	Высокая, однако крошится при сильном нажиме стальной иглы	Средней твердости (чуть больше пирротина)	Высокая, но крошится
Химические	Магнитные	Диамагнитен, магнитная эмульсия не выявляет доменов	-	Диамагнитен
Химические	Взаимоотношение с другими сульфидами	Замещает пирротин, реже халькопирит; наследует структурные особенности пирротина	Замещает пирротин	Чаще всего замещает пирротин и пирит
Химические	Условия образования	Гипогенен (рассекается прожилками: пирита, линнеита)	Супергенен	Как гипогенен, так и супергенен

х) Диагностические свойства "промежуточного продукта" приводятся по П. Рамдору (1962), который некоторые свойства дает по Френшелю и Сакселу.

Прочие свойства

С этой целью Р.А. Ахведиани на камере РКЭ провел прецизионные определения параметров по межплоскостным линиям (1,1037; 1,071 и 1,0503) с углами 2θ 61,29; 64,67 и 67,17°. В качестве эталона был использован относительно чистый кварц, параметры которого, определенные асимметричным методом, были равны: $a = 4,91254 \text{ \AA}$; $c = 5,40462 \text{ \AA}$. Замеры проводились на компараторе ИЗА=2 с точностью до 0,01 мм.

В результате этих исследований получены следующие параметры решетки алазанита:

$$a = 4,506 \text{ \AA}; \quad b = 5,511 \text{ \AA}; \quad c = 3,406 \text{ \AA}$$

отношение $a:b:c = 0,8177 : 1 : 0,6181$.

В табл. 8 приведено сопоставление главнейших диагностических свойств алазанита с диагностическими свойствами похожих на него минералов.

На основании проведенных исследований нельзя прийти к однозначному выводу о принадлежности алазанита к одному из известных минеральных видов. Наибольшее сходство минерал представляет с т.н. "промежуточным продуктом" П. Рамдора. Однако считать этот минерал "промежуточным продуктом" нельзя по ряду причин. Наиболее существенное отличие состоит в том, что "промежуточный продукт" образование супергенное, тогда как исследованный нами минерал гипогенен. Наряду с этим, рассмотрение табличных данных (табл. 5 и 8) показывает, что и по соотношению Fe к S между ними наблюдается существенное отличие. Не останавливаясь на других диагностических свойствах, по которым также четко видна существенная разница, в нескольких словах остановимся на возможной интерпретации полученных рентгеновских данных и данных микрозонда. У всех трех сопоставляемых минералов рентгенограммы идентичны, однако параметры решетки алазанита в некоторой степени завышены по сравнению с марказитом, что, видимо, объясняется иным соотношением Fe к S, с чем, возможно, связана неполная компенсация электростатических сил в решетке минерала. Не исключено и то, что часть атомов серы здесь не спарена между собой, как это наблюдается в решетках FeS_2 . Напомним, что по Н. Костову (1971), с изменением отношения Fe к S в пирротинах (содержание железа меняется от 1 до 0,833) происходит изменение параметров решетки последнего (от $5,88 \text{ \AA}$ до $6,69 \text{ \AA}$), вызванное, по всей вероятности, неполной компенсацией электростатических сил. В связи с этим укажем, что Х. Штрунц (1962) отмечает возможность образования в пирротинах сверхструктур, когда параметр пирротина достигает $22,7 \text{ \AA}$. Поэтому не исключена и возможность образования сверхструктуры алазанита аналогично пирротину.

Бесспорно, что исследованный минерал представляет собой сульфид железа переменного состава, в котором соотношение Fe к S меняется от 1 : 1,20 до 1 : 1,76, т.е. он является промежуточным между пирротинном и пиритом (марказитом).

Поэтому в заключение можно высказать предположение, что алазанит, в отличие от "промежуточного продукта" П. Рамдора, это "промежуточный гипогенный минерал переменного состава", занимающий промежуточное положение между пирротинном и дисульфидами железа.

Марказит^{7/} - второстепенный минерал и, как мельниковит-пирит, теснейшим образом связан с процессом дисульфидизации пирротина. Однако в некоторых случаях он наблюдается вне пирротина, развиваясь по периферии жилок мельниковит-пирита, секущих халькопирит. Более или менее значительных скоплений марказита в руде нет. Структура марказита мелкозернистая, шестоватая; признаки колломорфности в агрегатах марказита отсутствуют. Взаимоотношение марказита с ассоциирующими минералами указывает на его образование после всех продуктов дисульфидизации пирротина.

Гематит с количественной точки зрения подчинен марказиту; он наблюдается в руде многих рудопроявлений в виде незначительной примеси. Гематит тесно ассоциирует с поздним карбонатом и наблюдается в виде мелких выделений и тонких ветвистых прожилков, приуроченных к межзерновым пространствам карбоната, который в значительной степени корродируется гематитом. Кроме того, гематит в виде тончайших выделений наблюдается в пачкообразных стяжениях колломорфного пирита (продукт дисульфидизации пирротина), видимо, замещая его. Время образования гематита определяется его соотношением с поздним карбонатом и, следовательно, он является одним из наиболее поздних рудо-слагающих минералов, приуроченным к концу процесса минерализации.

Кобальтин и линнеит - редкие минералы пирротинных руд Кахетии. Оба минерала встречаются в единичных образцах некоторых рудопроявлений (Лодуани, Гохиана, Стори). Размеры выделения кобальтина и линнеита не превышают 0,15 мм и приурочены к кварцу второй стадии и халькопириту. Взаимоотно-

^{7/} Следует указать, что минерал, определенный Н.В. Бакрадзе, А.Д. Калададзе, О.А. Кереселидзе и др. как марказит (количество которого в руде, по их данным, достигает 80-90%), в действительности представляет собой новый сульфид переменного состава - алазанит. Для исследованных руд марказит второстепенный минерал, количество которого исключительно в редких случаях превышает 5-6%.

шение с другими рудослагающими минералами неясны, однако связь обоих кобальтовых минералов с минералами главной сульфидной стадии позволяют их считать парагенетичными с ними. Микроскопическая диагностика кобальтина и линнеита (в связи со значительными размерами их выделений) не вызывает сомнения, тем более, что микроскопические данные подтверждаются спектральными о наличии довольно значительных конкреций кобальта в навесках халькопирита и кварца, содержащих кобальтин и линнеит.

Пентландит (по данным Харашвили, 1949) встречается очень редко. Он ассоциирует исключительно с пирротинном, образуя мелкие (до 0,02 мм) зерна. Иногда пентландит образует как бы "эмульсионную" вкрапленность в пирротине, обнаруживаемую только при больших увеличениях.

Кубанит отмечается в медно-пирротинных рудах в малых количествах, однако встречается довольно часто. Размеры выделений кубанита варьируют от сотых до тысячных долей миллиметра. Кубанит образует изометрические, каплевидные и местами жилкообразные выделения в халькопирите первой генерации, находясь в тесной парагенетической связи с последним.

Валлериит впервые диагностирован нами в медно-пирротинных рудах Кахетии. Это редкий минерал, обнаруженный лишь в нескольких шлифах (Шорохеви, Гохиана). Валлериит образует мельчайшие таблитчатые выделения исключительно в халькопирите первой генерации. Удлиненные таблитчатые выделения расположены в халькопирите закономерно, параллельно-линейно, и это позволяет предположить, что он образовался в результате распада твердого раствора.

Ильменит в рудах встречается очень редко. Он в основном связан с кварцем, образуя в нем мелкие изолированные выделения. Непосредственно в сульфидных агрегатах ильменит нами не наблюдался.

Неопределенные минералы. Нами обнаружен ряд минералов, которые из-за малых размеров выделений микроскопически диагностировать не удалось. Здесь мы приводим краткую их микроскопическую характеристику с указанием тех диагностических свойств, которые удалось установить.

Минерал № 1 присутствует в "руде" валунов ущелья Лакосхеви. Минерал наблюдается в кварце и карбонате в виде тончайших жилок и выделений; минерал гетерогенен, т.к. в нем, видимо, содержатся еще более тонкие выделения (сыпь) второго минерала. $R = 18-22\%$, цвет - серый (светлее карбоната), ΔR - не наблюдается (проверено в иммерсии), внутренних рефлексов нет (проверено в иммерсии), рельеф высокий - группа У-У1.

Минерал № 2 также присутствует в "руде" валунов ущелья р. Лакос-хеви. Минерал приурочен к позднему пириту; R порядка сфалерита, цвет серый, ΔR - нет, заметна слабая анизотропия (маскируется внутренними рефлексами), внутренние рефлексы четкие, желтовато-бурые (в воздухе), твердость, видимо, высокая, относительный рельеф близок к пиритовому; минерал похож на марганцевый минерал браунит.

Минерал № 3 присутствует в руде Сторского и Лодуанского рудопоявлений; приурочен к кварцу; R - выше сфалерита (порядка гематита), анизотропен; ΔR - не удалось наблюдать, внутренние рефлексы белесовато-бурые (в иммерсии очень четкие), цвет зеленовато-серый с блеклым оттенком, изометричен, видимо, высокой твердости, плохо полируется (ямчатая поверхность).

Нерудные минералы

Кварц единственный широко распространенный жильный минерал, который встречается в значительных количествах и часто формирует кварцевые жилы, а также участвует в сложении оруденелых зон и околорудно измененных пород.

Нами выделяется пять генераций кварца.

Кварц первой генерации представлен молочно-белой разновидностью плотного сложения и в изобилии присутствует в сланцах в контакте с рудными телами, часто слагая в них довольно значительные участки или жилки по сланцеватости. Особенно часто он локализуется в местах развития трещин и участков дробления. Не менее часто кварцем обогащаются зоны дробления и рассланцевания без видимой на глаз рудной минерализации.

В сложении руд главная роль принадлежит кварцу второй стадии минерализации. Макроскопический облик этого кварца очень характерен; он зернистый, сахаровидного сложения, иногда сливной, молочно-белого цвета, ввиду большого количества в нем мельчайших газовой-жидких включений.

В сравнительно мощных жилах кварца почти всегда наблюдаются полости; в таких местах виден постепенный переход от плотнозернистой разновидности молочно-белого кварца к полупрозрачным кристаллическим разновидностям. Кристаллические агрегаты представлены комбинацией ромбоэдров с дитригональной бипирамидой. Грани ромбоэдра развиты неравномерно; положительный ромбоэдр всегда выражен хорошо и подавляет грани отрицательного ромбоэдра. Грани тригональной бипирамиды обычно невелики, причем чаще всего развита только одна грань. Грани вертикальной призмы блестящие с характерной штриховкой также развиты иногда неравномерно (рис. 18).

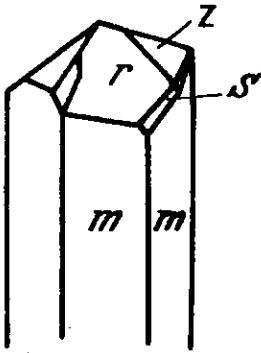


Рис. 18. Облик кристаллов кварца из жеод, развитых в молочно-белом рудном кварце.

Рис. 19. Газово-жидкие включения в кварце. Прозрачный толстый шлиф 167, X 1050, - Ник.

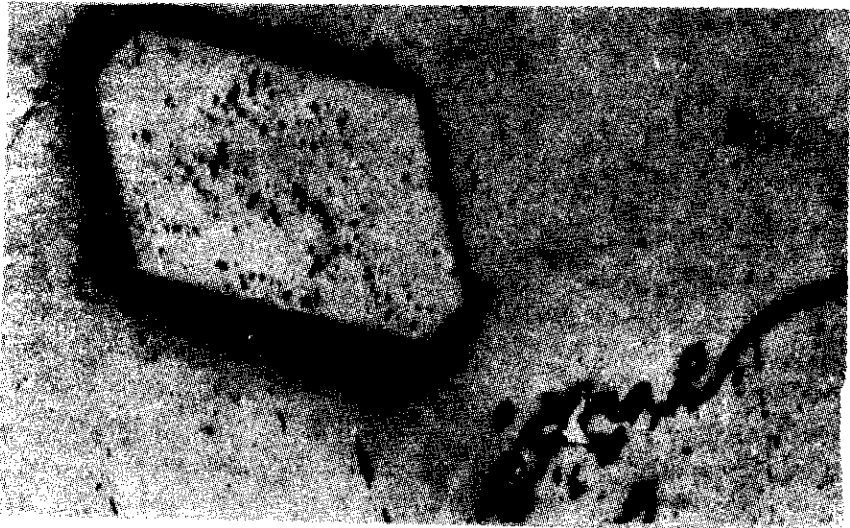


Рис. 20. Идеально развитый метакристалл кварца (рельефное выделение правильной геометрической формы) в крупнозернистом карбонате; рудопроявление Голояни, шл. 165, отраж. свет. X 70, - Ник.

Кристаллы прикреплены к субстрату противоположной гра- ромбоэдра вертикально или в полулежащем положении. Основа- этих кристаллов в большинстве случаев сложено сильно замут- ным или даже молочно-белым кварцем, прозрачным он стано- ся только к головке.

Подобные кристаллы, приуроченные к полостям молочно-бе- о рудного кварца местами обуславливают жеодовую текстуру ы. Обе разновидности, как зернисто-сливной, так и кристал- еский кварц, видимо, могут быть объединены в одну генера- ; они отлагались из одних и тех же растворов, но различной центрации.

В ассоциации с описанными кварцами (первой и второй ста-) всегда находится хлорит в виде жилок или мелких скопле- чешуйчатых и червеобразных агрегатов, видны и мелкие вы- ения эпидота и редкие чешуи серицита. Однако нужно указать, хлорит, эпидот и частично серицит чаще встречаются в квар- первой стадии минерализации.

В изученных рудах наблюдается и более поздний кварц; сутствующий в меньшем количестве. В сланцах он слагает бо- тонкие прожилки, местами цементирует мелкие обломки слан- и всегда содержит включения пирита, пирротина и халькопи- а.

Самый поздний кварц связан с полиметаллическим этапом ерализации и часто содержит участки и вкрапления галенита фалерита. Он зернистый, молочно-белый, образует прозрачные сталлики с газово-жидкими включениями (рис. 19).

Наконец, нужно указать на наличие в руде метакристаллов ца, количество которого участками довольно велико (рис. 20).

Карбонаты играют подчиненную роль в сложении руды, ако наблюдаются довольно часто в виде мелких жил и неболь- участков в ассоциации с кварцем, сульфидами и иногда с ритом. Взаимоотношение карбоната с рудослагающими минера- и разнообразно, однако в большинстве случаев, карбонат, ви- о, отлагался позднее других минералов. Довольно характерно никновение карбоната по межзерновым пространствам, частич- катаклазированного агрегата пирита и коррозия последнего. ольно часто наблюдается и коррозия карбонатом пирротина и ца второй стадии. В некоторых случаях наблюдаются доволь- хорошо развитые мелкие кристаллы карбоната ромбоэдрическо- габитуса.

В редких случаях наблюдается пересечение тонкими жилка- карбоната чешуйчатых скоплений хлорита и эпидота. В боль-

шинстве случаев, как и в других рудослагающих минералах, в агрегатах карбоната не наблюдаются признаки метаморфизма, и лишь в двух случаях нами выявлены слабые признаки метаморфизма, выраженные в механическом изгибании двойников.

Соотношение карбоната с рудослагающими минералами позволяет предположить в рудопроявлениях Кахетии наличие четырех его генераций. Измерение оптических констант карбоната первой стадии минерализации (жилка карбоната в безрудной окварцованной и пиритизированной зоне, обр. 167) показало, что $Np^1 \approx 1,738$, $Nm^1 \approx 1,537$, $Nm^1 - Np^1 = 0,201$ (по оптическим константам этот карбонат близко соответствует сидерит-анкериту).

Исследование в иммерсии карбоната второй стадии, а также значительные концентрации в нем железа и магния дают основание рассматривать его как карбонат сидерит-анкеритового ряда ($Nm^1 \approx 1,785$, $Np^1 \approx 1,548$, $Nm^1 - Np^1 = 0,237$).

Хлориты встречаются на всех рудопроявлениях в подчиненных кварцу и карбонату количествах. Наиболее распространенная форма выделений хлоритов - гексагональные чешуйки или сегментированные секториально-лучистые агрегаты.

Встречаются и параллельно-пластинчатые агрегаты. В ассоциации с хлоритами всегда находятся кварц, рудные минералы, иногда и карбонат. Отложение хлорита, видимо, происходило как до главной стадии рудообразования, так и в продолжение этой стадии. Пересечение агрегатов хлорита жилками мелкозернистого карбоната позволяет считать, что он более ранний минерал.

Исследование хлоритов в иммерсии показало, что они представляют собой обогащенные железом ($Ng^1 \approx 1,641$; $Np^1 \approx 1,638$) разности. Результат термических исследований подтверждает оптические наблюдения и позволяет отнести хлориты в основном к железисто-магнезиальной группе.

Серицит и эпидот. Серицит распространен нешироко. Он встречается в виде микроскопически малых чешуек и жилок в ассоциации с пиритом, кварцем и хлоритом, причем количественно им подчинен. Серицита сравнительно больше в глинистых сланцах, где он вместе с кварцем образует скопления.

В ассоциации с сульфидами он наблюдается в ограниченных количествах также в виде небольших скоплений чешуйчатых агрегатов.

Ограниченным распространением характеризуется и эпидот, образующий редкие зернистые агрегаты в хлоритах, наблюдаемых только под микроскопом. Малые количества этих минералов не позволяют произвести их более детальные исследования.

Глинистый минерал. Наблюдаемые в кварцевых жилках пустоты и жеоды иногда заполнены тонкоагрегатным глини-

ым веществом чешуйчатого сложения. Часто глинистое вещество образует тонкие корочки и примазки на кристаллах кварца.

По внешним признакам глинистое вещество весьма разнообразно, желтоватого, бурого, красного и зеленого цвета различных оттенков. Нередко в пределах одной пустоты присутствует глинистое вещество, окрашенное в различные цвета.

В иммерсионных препаратах глинистого вещества были обнаружены: каолин, гидрослюда, хлорит; в некоторых типах глинистого вещества бурого и красного цвета было установлено присутствие значительного количества гидроокислов железа.

Супергенные минералы. Как уже отмечалось, минералы зоны окисления (которая в рудопроявлениях Кахетии исключительно слабо развита, за исключением старых штабелей руды на Артанском месторождении) нами не изучались. Из таблицы 2 видно, что количество супергенных минералов невелико и известные вторичные минералы обыкновенны для пирит-пирротин-халькопиритовых руд. Некоторый минералогический интерес представляют эритрин и медь самородная, которые в рудах Кахетии до настоящего времени не были известны. Оба минерала присутствуют в незначительном количестве в окисленных образцах руды, образуя примазки и тонкие жилки по трещинкам. Правильная их диагностика подтверждается данными спектрального анализа.

Парагенетические ассоциации рудослагающих минералов

За последнее десятилетие в минералогии широко используются эксперименты, с целью выяснения условий образования различных парагенетических ассоциаций минералов, оптимальных условий стабильности равновесных минералов фаз в системах, условия фазовых превращений в связи с нарушением равновесия и т.п. Поэтому многие тщательные исследования, касающиеся, в частности, парагенетических ассоциаций сульфидов в рудах, базирующихся лишь на интерпретации структурно-текстурных особенностей минеральных зерен и их агрегатов в свете классических работ П. Рамдора, Г. Шнейдорхена и П. Рамдора, А.Г. Бетехтина, Эдварса и других, в некоторой степени устарели и требуют пересмотра в свете новых данных.

В настоящей работе вопроса парагенезиса рудослагающих минералов мы коснемся лишь в общих чертах, в основном используя микроскопические данные, по-возможности привлекая на помощь результаты экспериментальных исследований из известной обобщающей работы П.Б. Бартона и Б.Дж. Скиннера (1970) и ис-

следования С.В. Козеренко (1972).

Наибольший интерес в исследованных нами рудах представляет парагенезис сульфидов железа и халькопирита в парагенетических комплексах второй и третьей стадий минерализации.

Рассмотрение начнем с ассоциации минералов второй стадии, в течение которой происходило образование основной массы рудного вещества, состоящей из фаз гексагонального пирротина, пирита (неравномернозернистого) и халькопирита (напомним, что с ними ассоциируют также кобальтин, линнеит, кубанит и некоторые другие минералы, играющие исключительно подчиненную роль).

Взаимоотношение пирротина, пирита и халькопирита позволяет, как уже говорилось, считать, что часть пирита парагенетически пирротина, а другая его часть находится во взаимоперекрывающем соотношении с халькопиритом. Следовательно, с некоторой долей условности в парагенетическом комплексе минералов (в широком понимании этого понятия) во второй стадии можно выделить два двуминеральных равновесных парагенезиса:

$Fe_{1-x}S-FeS_2$ и $Fe_{1-x}-CuFeS_2$. Однако напомним, что некоторая часть халькопирита значительно корродирует пирротин, что указывает на нарушения существующего равновесного состояния между $Fe_{1-x}S-CuFeS_2$.

Рассматривая равновесную двухфазную систему $Fe_{1-x}S-FeS_2$ следует указать, что температуры декрепитации этих фаз кахетинских руд для пирротинов не опускаются ниже $330^\circ C$ и не превышают $380^\circ C$, а для пиритов (2 измерения) равны $300^\circ C$ и $280-290^\circ C$. В связи с этим следует указать, что Р.Г. Арнольдом и Л.Е. Рейхеном (Arnold R. G., Reichen L.E., 1964) линия сольвуса, вдоль которой сосуществует пирротин с пиритом, определена выше $325^\circ C$, а по П.Б. Бартону, эта линия может быть продлена до $200^\circ C$, так что она не будет прерываться полями других фаз. Следовательно, можно считать, что температурный интервал сосуществования двухфазного равновесного парагенезиса пирротин-пирит в гидротермальных системах характеризуется довольно широким диапазоном. С другой стороны, С.В. Козеренко (1972) указывает, что (по данным Канс и Nambu) при температурном интервале $240-330^\circ C$ с пиритом равновесен гексагональный пирротин. В отличие от этого, Р. Карпентер и Г.А. Десборо (Carpenter R., Desborough G.A., 1964) и др. считают, что в указанном температурном интервале с пирротинном равновесен высокосернистый моноклиальный пирротин. По результатам экспериментов С.В. Козеренко, в гидротермальных системах при температурном интервале $260-300^\circ C$ в равновесии с пирритом находится пирротин состава $Fe_{0,90}S$ (менее сернистый, чем моноклиная фаза пирротина). Наконец, нужно указать,

что по данным С.В. Козеренко (1972), состав равновесных фаз в системе $Fe_{1-x}S - FeS_2$ в значительной степени зависит от окислительно-восстановительного потенциала системы (в связи с изменением валентности компонентов).

Следующий равновесный (видимо, до середины второй стадии минерализации) двухфазный парагенезис $Fe_{1-x}S - CuFeS_2$.

Напомним, что температура декрепитации данного халькопирита, на основании трех измерений, равна $300-380^{\circ}C$.

Рассматриваемый парагенезис исключительно широко развит в гидротермальных рудах и является продуктом трехкомпонентной системы $Cu-Fe-S$. Несмотря на частую ассоциацию в гидротермальных рудах пирротина с халькопиритом, ряд исследователей (Мак-Кинстри Х.Э., 1960 и др.) считают ее не парагенетичной. Однако, из-за отсутствия полных экспериментальных данных по фазовым соотношениям в системе $Cu-Fe-S$, а также микроскопических данных о взаимоперекрывающем отложении этих минералов, нам кажется преждевременным отрицание их равновесности (из-за наличия промежуточных соединений). Как указывают П.Б. Бартон и Б.Дж. Скиннер (1970), система $Cu-Fe-S$ "до сих пор относится к числу наиболее запутанных тройных сульфидных систем".

Значительная коррозия халькопиритом (образовавшегося во второй половине второй стадии минерализации) пирротина и пирита, по-видимому, должна быть связана с уменьшением концентрации железа (при оптимальной концентрации которого, наряду с халькопиритом, происходило отложение и пирротина). В противном случае, вряд ли произошла бы коррозия железосодержащих минералов. Богатые медью растворы этого промежутка процесса минерализации, видимо, извлекли необходимое для халькопирита железо из пирротина и пирита.

В ассоциации минералов третьей стадии наиболее интересен четырехфазный парагенезис, представленный мельниковит-пиритом-пиритом-алазанитом и марказитом. В этом парагенезисе особенно обращает на себя внимание наличие нового минерального вида (сульфида железа) - алазанита (минерал переменного состава), наиболее близко отвечающий составу Fe_2S_3 (подробно см. описание минералов). Рассматриваемый парагенезис образован в связи с сильным осернением растворов в результате повышения степени диссоциации H_2S , что происходило в результате охлаждения системы. Исходя из литературных данных (Бартон, Скиннер, 1970; Куллеруд, 1966 и др.), поля устойчивости этих минералов (за исключением пирита) не превышают $300^{\circ}C$ и обычно лежат в областях немного более низких температур.

Причиной предпочтительного развития при процессе дисульфидизации (в рассматриваемом случае) по пирротину мельниковит-пирита, пирита и алазанита и исключительно слабое марказита, видимо, является кислотность растворов.

На рис. 21 схематически показана последовательность отложения минералов и парагенетические их соотношения.

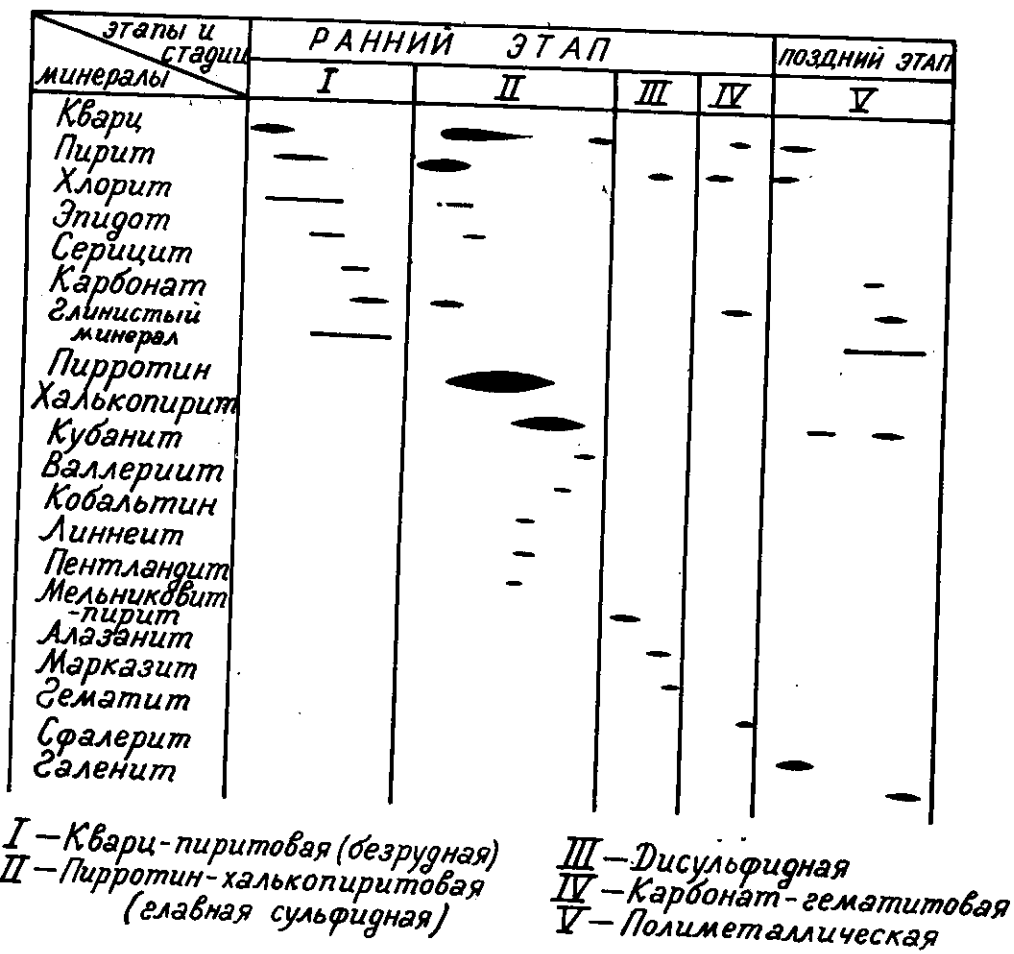


Рис. 21. Схематическая диаграмма последовательности отложения минералов в процессе образования медно-пирротиновых оруденений Кахетии.

К минералогии конкреций пиритов из толщи лейаса

В глинисто-сланцевой толще лейаса Кахетии широко распространены своеобразные конкреции. Они отмечались почти всеми исследователями, работавшими в этом районе. Данные о конкрециях содержатся в работе Н.Л. Асатиани и О.А. Каросанидзе (1971).

Конкреции встречаются главным образом в верхних горизонтах среднелейасских сланцев, иногда в низах верхнего лейаса (ущ. рр. Шорохеви, Ареша, Лодуани и др.).

Морфологически конкреции характеризуются неправильно-округлой или овальной формой. Размеры их различны, однако чаще всего встречаются конкреции размером от 8 до 2 см в длину и от 5 до 2 см в ширину. Поверхность конкреций не гладкая. Местами наблюдается их расположение по слоистости пород.

Состав конкреций довольно выдержан. Они сложены плотным мелкозернистым темно-серым песчано-глинистым веществом с вкрапленниками пирита. Последний в виде отдельных или сгруппированных кристаллов неравномерно распределен в массе конкреций. Чаще всего они сосредоточены во внешней оболочке конкреций и повторяют внешнюю их форму. Внутренние или средние части конкреций обогащены пиритом.

Вкрапленники пирита часто наблюдаются и на внешней поверхности конкреций.

Текстура конкреций часто концентрически-зональная, иногда массивная. Пирит в большинстве случаев представлен в виде хорошо ограненных кристаллов кубического габитуса различных размеров — от микроскопических до 0,8х0,5 см. При этом, в одних конкрециях крупные кристаллы расположены в ее внешней оболочке, а в других — во внутренней. Среди кристаллов пирита очень часто встречаются двойники прорастания и скелетные формы. В некоторых конкрециях внутренняя часть представлена массивным пиритом с гидрослюдой и кварцем (рис. 22). Гидрослюда здесь образует мелкие, но микроскопически наблюдаемые скопления. Кварц под микроскопом обнаруживает стебельчатое или волокнистое строение. Здесь же надо отметить, что в пределах одной конкреции ориентировка стебельчатости кварца строго выдержана. Волокнистая гидрослюда здесь интенсивно замещает как пирит, так и кварц.

Кроме окисления, конкреции часто носят и следы метаморфизма. В таких случаях, наряду с некоторым катаклазом, вместо кристаллов кубического габитуса, наблюдаются уплощенные кристаллы пирита, субпараллельно которым располагаются и индивиды стебельчатого кварца. Такие конкреции приобретают уплощенную



Рис. 22. Разрез конкреций (рудопоявление Лодуани). Штуф. Уменьшено в 2 раза.

форму. Все эти факты указывают на некоторый метаморфизм конкреций, который, видимо происходил в процессе становления слацево-песчанистой толщи.

Следует указать, что температура образования пирита конкреций, установленная методом декрепитации, равняется 120–140°. Исходя из значений этих температур, их нельзя считать нормально-осадочными образованиями, тем более, что по данным других авторов, они помимо пирита содержат и другие сульфиды.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Исследование флюидных включений минералов нами произведено с целью установления температур образования минералов. Эти исследования за последние 15–20 лет приобрели большую популярность, что нашло свое отражение в многочисленных работах последних лет (Ермаков Н.П., 1960; Смит Ф.Г., 1968; Лесняк В.С. 1964; Калужный В.А., 1961, 1965; Хитаров Д.И., 1965; Реддер Э. 1970 и др.).

Из различных методов исследования включений минералов нами использовался метод гомогенизации для рудного кварца и метод декрепитации как для кварца, так и для рудных минералов пирротина, халькопирита и пирита. Кроме того, для определения химического состава и pH газовой-жидкой включений были изучены водные вытяжки из некоторого количества образцов (аналитик А.А. Габичвадзе).

Жидкие включения с пузырьками газа отмечаются в кварцах всех генераций из всех изученных рудопоявлений Кахетии,

но количество и размеры их терпят существенные изменения. Особенно много флюидных включений в молочно-белом кварце; по размерам они ультрамикроскопические и расположены беспорядочно, образуя отдельные "хлопья" и сгустки. Напомним, что такие включения для применения к ним метода гомогенизации не пригодны, и поэтому кварцы, содержащие подобные включения были исследованы нами методом декрепитации.

Исследованию методом гомогенизации нами подверглись только кварцы третьей генерации. Флюидные включения в них тоже очень малы по размерам – микроскопические (от 0,02 до 0,005 мм) и распределены они по всей массе кварца. Конфигурация включений обыкновенно неровная, часто с округлыми границами. Обычно они представлены двухфазными существенно жидкими включениями, в которых газовый пузырек занимает небольшое пространство – от 2 до 8% всего объема включения. Местами удается установить закономерность распределения включений по зонам роста кварца, но из-за малых их размеров, момент гомогенизации технически не удается уловить.

Замеры показали, что во всех случаях температура гомогенизации газовой-жидких включений невысокая и варьирует в пределах 160–180° С. Средняя температура гомогенизации включений оказалась равной 173° С.

Обыкновенно метод гомогенизации включений позволяет определить лишь минимальные температуры минералообразования. Для получения истинных температур необходимо вводить в значения температуры гомогенизации поправки на давление, но так как у нас не было возможности оценить давление минералообразования, а с другой стороны, гомогенизирующиеся кварцы образованы, видимо, почти в открытых полостях, то полученную температуру гомогенизации в первом приближении можно считать относительно реальной.

Ввиду некоторых ограничений в применении метода гомогенизации с помощью нагревательного столика (непрозрачность сульфидов, мелкие размеры включений) изучение газовой-жидких включений нами проводилось также методом декрепитации (табл. 9).

Исследование газовой-жидких включений в минералах пирротин-халькопиритовых руд Кахетии показало, что процессы минералообразования протекали в значительном температурном интервале от высокотемпературных условий – 360–380°С до низкотемпературных – 140–160°С.

Кроме того, полученные данные указывают на то, что минералы, характеризующие определенные стадии, обладают почти одинаковой температурой декрепитации.

Для выяснения химического состава минералообразующих растворов, некоторый интерес представлял состав газовой-жидких

Таблица 9

Температуры декрепитации включений
в различных минералах (С°)

Минералы	Главная сульфидная стадия	Карбонат-гематитовая стадия	Полиметаллический этап
Кварц	360-380	220-240	160-180
Пирит	320	260-270	
Халькопирит	300-330		
Пирротин	330-380		

включений минералов. Понятно, что химический состав флюидов включений не отражает полностью состава минералообразующей среды, однако в некоторой степени позволяет оценить химический состав растворов, из которых происходило отложение минеральных фаз.

Количественное определение химического состава растворов жидких включений производилось в кварцах ранней и поздней генераций методом водной вытяжки.

Для определения компонентов водных вытяжек использованы различные методы полумикроанализа.

Анализом (табл. 10) водных вытяжек установлены главные компоненты - Na^{+1} , K^{+1} , Ca^{+2} , Cl^{-1} , SO_4^{-2} , и HCO_3^{-1} .

Расчеты молекулярных и атомных количеств отдельных компонентов показывают не очень значительный избыток атомного количества анионов. Не наблюдается также разницы в составе включений ранних и поздних генераций кварца.

Заканчивая изложение данных о химическом анализе флюидных включений, можно предположить, что в составе минералообразующих растворов участвовали водные растворы прежде всего хлоридов щелочных металлов, концентрация которых достигала достаточно значительной величины; реакция этих растворов в основном, видимо, была слабокислой, приближающейся к нейтральной.

Таблица 10

Химический состав жидких включений кварца (мг/экв)

Минералы	№ образца	Навески (г)	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	Ca ⁺²	K ⁺¹	Na ⁺¹	Сумма		Примечание
										анионов	катионов	
Ранний кварц	7	50,10	5,00	0,08	0,040	0,070	0,110	0,010	0,050	0,190	1,170	Mg - не оказалось ни в одной вытяжке. Анализ А.А. Габичвадзе
Ранний кварц	137	43,33	6,70	0,08	0,030	0,040	0,040	0,010	0,045	0,160	1,156	
Ранний кварц	27	44,18	6,50	0,10	0,060		0,053	0,073	0,070	0,190	0,125	
Поздний кварц	52	55,83	6,55	0,08	0,060	0,050	0,086	0,010	0,075	0,150	0,095	
Поздний кварц	145	45,91	6,10	0,05	0,072	-	-	0,010	0,075	0,120	0,085	

О ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ СУЛЬФИДНОЙ СЕРЫ

Примерно с конца пятидесятих годов при рассмотрении источника рудного вещества сульфидных месторождений стали пользоваться и данными по изотопному составу серы сульфидов (Виноградов, Чупахин, Гриненко, 1957; Гриненко Л., Гриненко В., 1967; Гриненко Л., Гриненко В., Загряжская, Столяров, 1969; Ионсен, 1970; Виноградов, Гриненко Л., Гриненко В., Заири, 1971 и др.). Накопившийся к настоящему времени материал по изотопному составу серы для магматогенно-гидротермальных и предположительно биогенных и биогенно-гидротермальных (смешанных) месторождений позволяет рассчитывать на использование их как добавочного критерия при определении генезиса месторождений.

Поэтому понятно, что в процессе изучения медно-пирротиновых оруденений Кахетии, приуроченных к той же структурно-фациальной зоне складчатой системы Большого Кавказа, что и близко находящиеся месторождения Азербайджана (Филизчай; Катеж, Кацдаг), генезис которых дискутируется уже почти в продолжение десяти лет, возник интерес к выяснению изотопного состава сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит) кахетинских руд. Исследованию изотопного состава серы кахетинских руд способствовал и тот факт, что не только генезис кавказских, но и вообще колчеданных и сходных с ними руд, локализованных в осадочных толщах, где отсутствует или слабо проявлена магматическая деятельность, в последние годы остро дискутируется и в решении генезиса подобных месторождений большая надежда возлагается на изотопные соотношения серы сульфидов этих руд.

В связи с этим, нами проанализированы мономинеральные фракции сульфидов исследуемых оруденений и впервые была получена информация по изотопным соотношениям серы для сульфидов медно-пирротиновых оруденений Кахетии.

В аспекте существующих представлений нами преследовалась цель выяснить следующие конкретные вопросы:

1. Установление в первом приближении значения δS^{34} для медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии.

2. Сопоставление δS^{34} кахетинских рудопроявлений со стандартом и литературными данными по типичным месторождениям и в первую очередь с данными по Филизчаю, Кацдагу, Катежу.

Совершенно ясно, что из-за небольшого числа анализов сделанные нами здесь выводы будут предварительными и потребуют дальнейшего уточнения по мере накопления изотопных определений серы.

Результаты анализов приведены в табл. 11, на рисунках 23, 24, 25 показаны различные сопоставления полученных данных.

Рассмотрение значений δS^{34} по отдельным рудопроявлениям (рис. 23) ясно указывает, что δS^{34} сульфидов в большинстве случаев незначительно отклоняется от стандарта в сторону некоторого обогащения изотопом S^{34} . Наибольшее отклонение в сторону увеличения значения δS^{34} наблюдается для двух

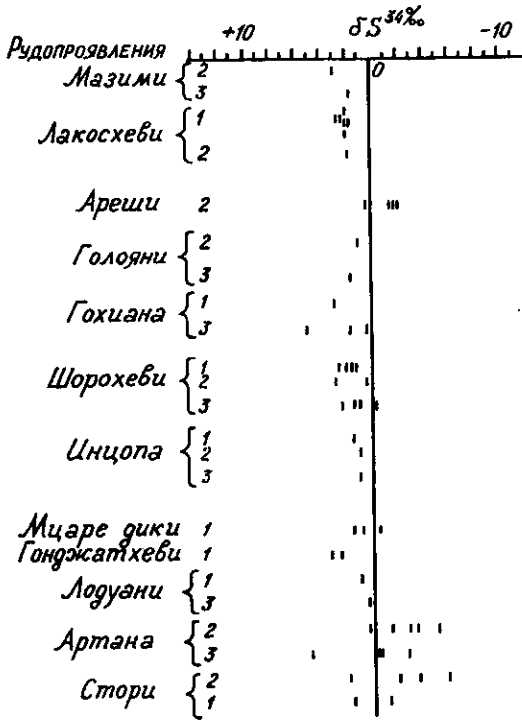


Рис. 23. Значение δS^{34} различных сульфидов главнейших медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии.

1 - пирит, 2 - пирротин, 3 - халькопирит.

образцов халькопирита и составляет примерно 5%. В отличие от этого, только для трех рудопроявлений отмечается преобладание сульфидов, обогащенных легким изотопом с вариацией значения δS^{34} от 0,1 до 5,8%. В общей сложности положительные значения имеют 37 исследованных сульфидов, а отрицательные - 16. Следовательно, в первом приближении можно считать, что δS^{34} сульфидов кахетинских руд находится близ линии

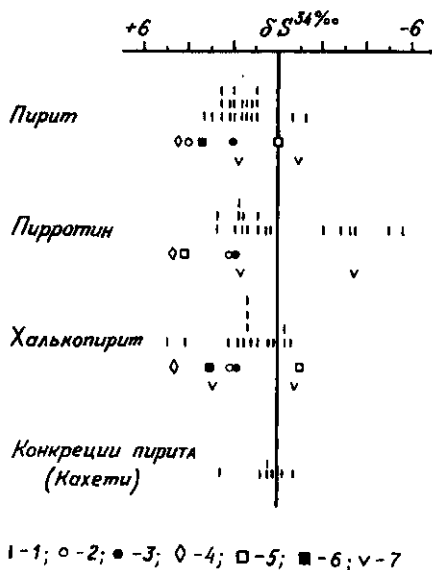


Рис. 24. Значение δS^{34} главных сульфидов медно-пирротиновых рудопоявлений Кахетии и наиболее часто наблюдаемые значения δS^{34} похожих месторождений Азербайджана и некоторых колчеданных месторождений Урала.

1 - рудопоявления Кахетии, 2 - месторождение Филизчай, 3 - месторождение Катех, 4 - месторождение Кацдаг, 5 - месторождение Левиха, 6 - месторождение Сибай, 7 - среднее для отдельных сульфидов медно-пирротиновых рудопоявлений Кахетии.

стандарта, отклоняясь в основном в левую сторону, в направлении утяжеления сульфидной серы.

Обращает на себя внимание также и то, что из трех исследованных сульфидов наименьшую дисперсию и сравнительную выдержанность δS^{34} (при почти равном количестве анализов по всем трем минералам) выявляет пирит (рис. 24). Обратная картина характерна для пирротина с разбросом δS^{34} от +2,8 до -5,8‰. Это, возможно, связано с процессом дисульфидизации пирротина, в ходе которой вполне возможно нарушение первичных соотношений между изотопами серы в решетке минерала. К такому предположению приводят нас данные о слабой дисперсии δS^{34} пирротинов абхазских рудопоявлений, которые по сравнению с кахетинскими подвержены слабой дисульфидизации (материал З.В. Отхмезури). В связи с этим нельзя не отметить, что в дисульфид-

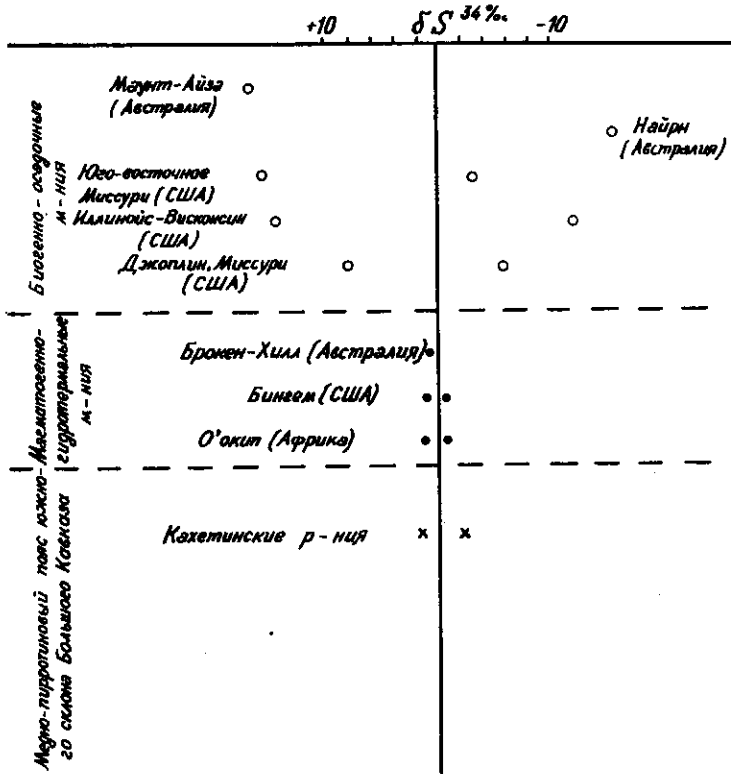


Рис. 25. Среднее значение δS^{34} сульфидов некоторых рудных месторождений и медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии.

ридизированном пирротине следовало ожидать сдвиг значения δS^{34} в левую сторону, в направлении утяжеления серы, т.к. дисульфидизация, по микроскопическим данным, в нашем случае происходила в наиболее позднюю стадию гипогенного процесса минерализации.

Такое предположение основано на известном факте утяжеления серы к концу гидротермального процесса (Иенсен, 1970; Заири, 1972 и др.). Однако в нашем случае происходит значительное облегчение серы. Для выяснения причины такого фракционирования серы требуется проведение дальнейших более скрупулезных исследований.

Сопоставление средних значений δS^{34} пирита, пирротина и халькопирита исследованных рудопроявлений со значением δS^{34} тех же минералов предположительно сходных с кахетин-

Таблица 11

Среднее значение \bar{S}^{34} и пределы вариации \bar{S}^{34} и $S^{34/34}$ (для сульфидов суммарно) медно-пирротиновых проявлений Кахетии

Рудопроявления	\bar{S}^{34} %	Пределы вариаций	Количество анализов
Мазими	$\frac{0,234}{0,280 - 0,168}$	22,16 - 22,18	2
Лако	$\frac{0,206}{0,248 - 0,183}$	22,17 - 22,18	6
Арешн	$\frac{0,180}{0,180 - 0,170}$	22,18 - 22,179	3
Голонани	$\frac{0,128}{0,161 - 0,096}$	22,18 - 22,20	2
Гохиана	$\frac{0,215}{0,420 - 0,030}$	22,11 - 22,18	5
Шорохеви	$\frac{0,180}{0,280 - 0,010}$	22,16 - 22,22	10
Иццопа	$\frac{0,115}{0,152 - 0,096}$	22,19 - 22,20	3
Мцаре-Днки	$\frac{0,107}{0,167 - 0,069}$	22,18 - 22,24	3
Годжатхеви	$\frac{0,290}{0,335 - 0,248}$	22,17 - 22,20	2
Лодуани	$\frac{0,080}{0,096 - 0,052}$	22,20 - 22,21	3
Артава	$\frac{0,230}{0,504 - 0,010}$	22,11 - 22,33	9
Стори	$\frac{0,312}{0,570 - 0,120}$	22,18 - 22,66	5

В числителе - средние значения; в знаменателе - пределы вариаций.

скими месторождениями (рис. 23) показывает близкое их совпадение.

Используя материал М.Л. Йенсена (1970), мы сопоставили значения δS^{34} сульфидов кахетинских рудопроявлений со значением δS^{34} сульфидов типичных месторождений (рис. 25).

Из этого сопоставления следует, что по значению δS^{34} кахетинские рудопроявления наиболее близко стоят к магматогенно-гидротермальным месторождениям и, следовательно, незначительно отклоняются от δS^{34} стандартной серы.

Таким образом, не только геологические, но и геохимические данные больше соответствуют предположению о принадлежности медно-пирротиновых оруденений Кахетии к магматогенно-гидротермальным образованиям.

Наконец, нельзя не остановиться на данных по изотопному составу серы пиритовых конкреций из глинисто-песчанистой толщи лейаса. К сожалению, количество анализов конкреций для однозначных выводов недостаточно, однако результаты анализов показывают незначительный разброс значения δS^{34} пиритов конкреций и их совпадение со значением δS^{34} стандартной серы.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ СУЛЬФИДОВ

Общие замечания

В настоящей работе изучению геохимии микроэлементов сульфидов медно-пирротиновых руд Кахетии уделяется большое внимание, так как по этому вопросу информация полностью отсутствовала. Наиболее значительные данные существовали лишь в отношении примесей кобальта (Харашвили, 1949, 1951).

Этих данных было совершенно недостаточно для воспроизведения даже в первом приближении общей картины содержания и распределения примесей, характерных для данного типа минерализации, не говоря уже о практической стороне вопроса. В связи с этим был выбран комплекс элементов, наиболее характерных для пирротин-пирит-халькопиритовых руд (кобальт, никель, селен, теллур, кадмий, висмут, галлий, таллий, индий).

Анализы производились параллельными навесками при постоянном внутреннем и выборочном внешнем контроле.

Селен и теллур определялись коллориметрическим методом Блюм и др. (1959). Погрешности анализа для селена: $\delta = \pm 0,003$, δ отн. = $\pm 8\%$, $\delta = \pm 0,004$, δ отн. = $\pm 1,4\%$, и для теллура: $\delta = \pm 0,00017$, δ отн. = $\pm 8\%$, $\delta = \pm 0,00022$, δ отн. = $\pm 10\%$.

Методики количественного спектрального анализа специально разработаны применительно к пирит-пирротин-халькопиритовым рудам на спектрографе ДФС-13 (решетка 600 штр/мм).

Для определения кобальта, никеля и кадмия применялась буферная смесь углекислого стронция и кварца. Анализ проводился по методу трех эталонов. В качестве внутреннего стандарта использовался фон. Вероятная ошибка определения никеля равнялась $\pm 19\%$, кобальта ± 20 , кадмия $\pm 16\%$.

При определении таллия, галлия, индия и висмута для стабилизации и снижения температуры дуги, способствующих фракционной отгонке анализируемых элементов, применялась пропитка угольных электродов насыщенным раствором сульфата калия. Анализ проводился по методу трех эталонов. В качестве внутреннего стандарта был использован фон. Вероятная ошибка двукратного определения таллия равнялась ± 12 , галлия $\pm 20,2$, индия $\pm 18,8$, а висмута $\pm 14,5\%$.

Оценка представительности анализируемого материала в аспекте исчерпывающей характеристики медно-пирротиновых руд в отношении примесей в целом задача исключительно сложная.

На примеси, которые довольно равномерно распределены по 13 рудопроявлениям, нами проанализировано значительное число образцов (1800 определений), и среднее содержание элементов-примесей определялось среднеарифметически. Такое упрощение подсчета, видимо, не должно давать больших погрешностей.

Для установления в первом приближении основных тенденций в характере распределения примесей (в минералах, типах руд и отдельных рудопроявлениях) использовались гистограммы. Естественно, что для геохимических выводов большую роль играет правильный выбор стандартных единиц, с которыми сравниваются полученные данные по содержанию примесей.

В последнее время в работе В.В. Иванова (1966) предпринята интересная попытка подсчета минеральных кларков для индия, галлия, кадмия, германия и таллия в главных минералах-концентраторах во всех основных типах эндогенных месторождений. Однако мы сочли более целесообразным за сравниваемые единицы брать средние содержания этих элементов в типичных колчеданных и сходных с ними месторождениях.

Селен и теллур. Исследование содержания и распределения селена и теллура в сульфидах рудопоявления медно-пирротинового пояса Кахетии представляет собой большой интерес по следующим причинам:

1. Как уже отмечалось, по этому вопросу данных по кахетинским рудопоявлениям нет.
2. Известно, что наиболее значительные концентрации селена и теллура среди гидротермальных месторождений связаны с колчеданными и колчедан-полиметаллическими месторождениями (наряду с золото-серебряной формацией телетермальных месторождений). В частности, как показали исследования Р.Н. Зарья-

на (1972), Э.А. Сагателяв (1973), М.И. Джанджгава и др. многие колчеданные месторождения Закавказья (Кафанская группа, Тандзутское месторождение, Маднеульская группа, Цабланское рудопроявление и др.) по содержанию селена и теллура характеризуются высокими показателями. Известно, что такая же картина наблюдается и в Северокавказских аналогичных месторождениях (Уруп, Худес, Бескес и др.), в месторождениях Дагестана – Кизыл-Дере (Буадзе, Иваницкий, Джанджгава, Абашидзе, 1972) и некоторых жильных медно-пирротиновых рудопроявлениях, приуроченных к структурно-геологическим зонам, расположенным севернее (Казбекский и Тушетские рудные узлы). Поэтому не лишено основания предположение о значительной селено- и теллуранности медно-пирротиновых руд зоны складчатой системы южного склона Большого Кавказа, которые по минералогическому составу аналогичны колчеданным месторождениям.

3. Трехстадийный процесс формирования некоторых рудопроявлений Кахетии представляет некоторую модель для установления основных моментов поведения селена и теллура в данном типе гидротермального процесса.

Рассмотрение и попутное обсуждение фактического материала^{8/}, по нашему мнению, удобнее будет провести по главным сульфидам (пирит, пирротин, халькопирит) в отдельности по схеме: по всему рудному поясу Кахетии в целом и, по возможности, по отдельным рудопроявлениям, на основании чего будут рассмотрены основные черты поведения селена и теллура в гидротермальном процессе данного типа минерализации (такой же схемы, по возможности, мы будем придерживаться и при рассмотрении других элементов примесей).

Пириты. Как показано в главе, посвященной минералогии, в медно-пирротиновых оруденениях Кахетии присутствуют несколько морфогенетических разновидностей пирита, роль которых в сложении руды различных рудопроявлений различна. Однако в связи с большой сложностью отбора некоторых морфогенетических разновидностей (регенерированный метакристаллический, связанный с процессом дисульфидизации) нами в основном исследованы смеси крупнозернистой и крупно-среднезернистой разновидностей, играющих наиболее существенную роль в сложении руд многих рудопроявлений (сказанное здесь касается и навесок, исследованных на другие примеси). Несомненно, такое положение снижает ценность полученной информации.

8/ Следует указать, что во всех случаях, когда концентрация элементов-примесей находится ниже чувствительности примененных аналитических методов, мы условно отмечаем его отсутствие – нет, взамен – не обн.

Из приведенных в табл. 12 данных следует, что по частоте нахождения примеси селен превосходит теллура. Видно также, что как средняя, так и максимальная и минимальная концентрация селена в некоторой степени превышает концентрации теллура. В этом отношении пириты медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии повторяют картину, характерную для пиритов руд колчеданных месторождений.

Таблица 12

Содержание селена и теллура в пиритах (%)

Среднее		Максимум		Минимум		Количество проб			Процент	
Se	Te	Se	Te	Se	Te	про- нали- зиро- вано	пустых		пустых проб	
							Se	Te	Se	Te
$5,8 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4}$	нет	74	нет	8	нет	12

В табл. 13 сопоставляются средние показатели по селену и теллуру пиритов исследованных руд с содержанием этих примесей в пиритах некоторых колчеданных месторождений Советского Союза. Из этого сопоставления следует, что в 9 случаях из 13 содержание селена в кахетинских пиритах примерно на один порядок ниже, и только в 4 случаях отмечается соизмеримая концентрация. Что касается теллура, то здесь в 9 случаях из 13 пириты Кахетии примерно на один порядок беднее примесью теллура, в 3,5 раза богаче пиритов серно-колчеданных и в 2 раза медно-пирротиновых руд Кизыл-Дере, содержат соизмеримые концентрации с месторождением им. III. Интернационала и примерно в 2 раза богаче пиритов серноколчеданных руд Золотушинского месторождения. Следовательно, пириты медно-пирротиновых руд Кахетии, по сравнению с колчеданными месторождениями Кавказа, сравнительно бедны примесями селена и теллура.

В результате проведенных исследований нами установлено, что в пиритах между содержанием селена и теллура отсутствуют всякие признаки коррелированности. В этом отношении выявленная картина хорошо согласуется с данными по другим колчеданным месторождениям, в частности по месторождению Кизыл-Дере (Буадзе, Иваницкий, Джанджгава, Абашидзе, 1972), по колчеданным месторождениям Грузии (Джанджгава) и частично месторождениям Армении (Зарьян, 1972).

Таблица 13

Содержание селена и теллура в пиритах медно-пирротитовых рудопроизведений Кахетии и некоторых колчеданных месторождений СССР

Месторождения	Содержание, %						Литературный источник
	Селен			Теллур			
	редкое	максимальн.	миним.	среднее	максимальн.	миним.	
Медно-пирротитовые рудопроизведения Кахетии	$5,6 \cdot 10^{-3}$ (74)х	$5,3 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$ (74)	$1,6 \cdot 10^{-2}$	нет	Приводятся впервые В.И. Буалде Т.В. Иванчикова М.И. Джанджгава Ж.Н. Абашидзе (1972)
Квэыл-Дере (Дагестан) серно-колчеданные руды	$1,2 \cdot 10^{-3}$ (29)	$9 \cdot 10^{-3}$	сл.	$2 \cdot 10^{-4}$ (29)	$2,5 \cdot 10^{-3}$	н/сл.	
Медно-пирротитовые руды	$2 \cdot 10^{-3}$ (18)	$6,5 \cdot 10^{-3}$	сл.	$4 \cdot 10^{-4}$ (18)	$2 \cdot 10^{-3}$	н/сл.	
Маухкк (Урал) медно-пирротитовые руды	От $6 \cdot 10^{-3}$ до $1,4 \cdot 10^{-2}$ (по данным шести анализов)			от не обнаружено до $1,4 \cdot 10^{-2}$			М.С. Воробьева Н.Д. Симдеева (1967)
Серноколчеданные руды	От сл. до $1,1 \cdot 10^{-2}$ (по данным десяти анализов)			от $5 \cdot 10^{-5}$ до $8,3 \cdot 10^{-3}$			
Мелкеула (Грузия) пирит-халькопиритовые руды	$9 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	сл.	М.И. Джанджгава
Квемо Болниса (Грузия) пирит-халькопиритовые руды	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	М.И. Джанджгава
Цителосопели (Грузия) пирит-халькопиритовые руды	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	сл.	$4 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	сл.	М.И. Джанджгава
Им. III Интернационала (Урал) серноколчеданные руды	-	$5,5 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	-	-	Н.Д. Симдеева (1959)

продолжение

Золотунинские (Ал- таи) серноколчедан- ные руды	$4,3 \cdot 10^{-3}$	-	-	$4 \cdot 10^{-4}$	-	-	А.А. Гарман Н.Э. Курбанов (1983)
Халькопирит-пирито- вые руды	$1,2 \cdot 10^{-2}$	-	-	$2,5 \cdot 10^{-3}$	-	-	Р.Н. Зарьян (1972)
Кафан (Армения)	$9,2 \cdot 10^{-3}$ (32)	-	-	$4,8 \cdot 10^{-3}$ (32)	-	-	Р.Н. Зарьян (1972)
Шамлуг (Армения)	$8 \cdot 10^{-3}$ (8)	-	-	$3 \cdot 10^{-3}$ (8)	-	-	Р.Н. Зарьян
Тандзут (Армения)	$1,8 \cdot 10^{-2}$ (2)	-	-	$2,7 \cdot 10^{-3}$ (2)	-	-	Р.Н. Зарьян
Чибуклы серноколче- данные руды	$2,2 \cdot 10^{-2}$ (4)	-	-	$5,1 \cdot 10^{-3}$ (4)	-	-	Р.Н. Зарьян
Медноколчеданные руды	$1,8 \cdot 10^{-2}$ (17)	-	-	$4,7 \cdot 10^{-3}$ (17)	-	-	

- х) В скобках - количество анализов.
- хх) Несмотря на ограниченное количество измерений по место-
рождению Маук, оно включено в таблицу в связи с тем, что
среди колчеданных месторождений оно наиболее близко сто-
ит к медно-пирротиновым рудопроявлениям Кахетии как по
геологическим, так и минералогическим особенностям.

Рассмотрение кривой содержания^{9/} селена и теллура в пи-
ритах (рис. 26, 27) выявляет следующее: по характеру распре-
деления (выборочное распределение) селена среди исследованных
минералов наибольшей выдержанностью характеризуются пириты.
Если отбросить содержания селена с наименьшей частотой (око-
ло 10 измерений), то вариация концентрации селена в пиритах,

^{9/} Кривые содержания элементов (рис. 26, 27, 35, 36) постро-
ены на основании гистограмм.

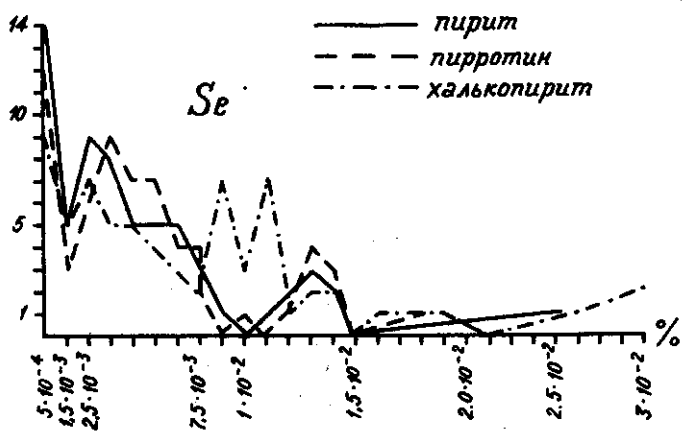


Рис. 26. Кривые содержания селена в пиритах, халькопиритах и пирротинах.

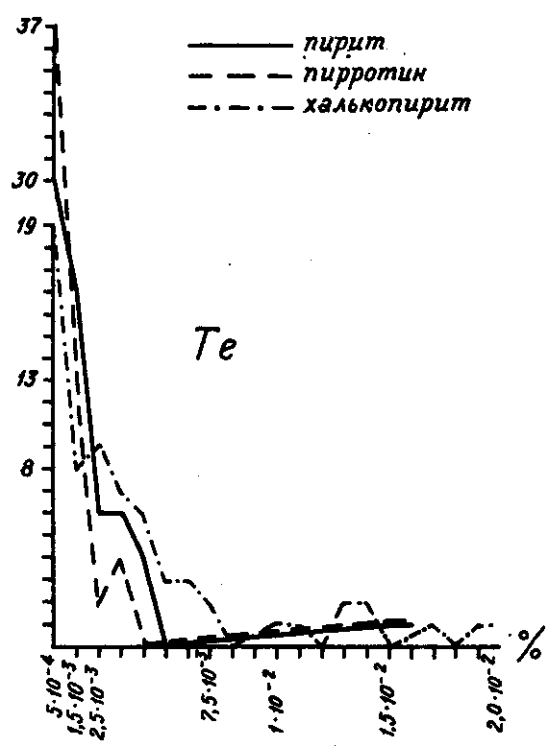


Рис. 27. Кривые содержания теллура в пиритах, пирротинах и халькопиритах.

по данным 56 анализов, происходит в пределах $5 \cdot 10^{-4}$ - $8,5 \cdot 10^{-3}$ %. Гистограмма довольно ясно выявляет два наиболее часто наблюдаемых значения случайной переменной с вариацией в пределах $5 \cdot 10^{-4}$ - $1,5 \cdot 10^{-3}$ % (14 измерений) и $1,5 \cdot 10^{-3}$ - $8,5 \cdot 10^{-3}$ % (42 измерения). Таким образом, в первом приближении намечается тенденция к накоплению селена в пиритах в среднем в концентрациях, равных $n \cdot 10^{-3}$ %. Следует напомнить, что соизмерима и цифра, полученная среднеарифметическим подсчетом.

Кривая теллура (рис. 27) в первую очередь указывает на намного большую выдержанность распределения теллура, по сравнению с селеном в пиритах. Кроме того, по данной выборке измерений можно считать, что концентрация теллура в пиритах варьирует в пределах $3 \cdot 10^{-4}$ - $4,3 \cdot 10^{-3}$ % (если исключить из общего количества 5 измерений с низкой частотой). Однако наибольшая частота (46 измерений) характерна для концентрации теллура в интервале $3 \cdot 10^{-4}$ - $2,3 \cdot 10^{-3}$ %, а мода теллура в данном случае должна соответствовать $8 \cdot 10^{-4}$ %. Таким образом, можно считать, что накопление теллура в пиритах происходит в концентрациях на один порядок ниже, чем селена и равняется $n \cdot 10^{-4}$ %.

Кроме данных по рудному пириту мы располагаем и несколькими анализами пиритов конкреций из глинисто-песчанистой рудовмещающей толши рудопроявления Лодуани^{10/} (табл. 14). Из этих анализов следует, что концентрация селена в конкрециях пирита того же порядка, что и в рудном пирите при 100% частоте нахождения (при данной выборке). В отличие от этого, частота нахождения теллура низкая и равняется 43%, что же касается концентрации теллура, то она того же порядка, что и в рудном пирите.

Пирротины. Напомним, что в исследованных рудах устанавливается одна морфологическая разновидность пирротина, которая генетически связана со второй главной рудной стадией минерализации. Всего на содержание селена и теллура проанализировано 63 образца (рис. 26, 27). Из данных табл. 14 следует, что частота нахождения селена в пирротинах больше чем теллура, однако процент пустых проб на содержание теллура в пирротинах меньший, чем в пиритах. В пирротинах концентрация селена превышает таковую теллура в среднем в 4-8 раз. Следовательно

^{10/} Образцы конкреций пиритов любезно предоставлены нам сотрудником Грузинского производственного геологического управления кандидатом геол.-мин. наук А. Акимидзе.

Таблица 14

Содержание селена и теллура в конкрециях пирита

№ образца	Se	Te	Отнош Se
1/л	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	1 :
2/л	$1 \cdot 10^{-3}$	нет	-
3/л	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	2 :
4/л	$1 \cdot 10^{-3}$	нет	-
5/л	$1 \cdot 10^{-3}$	нет	-
6/л	$1,2 \cdot 10^{-3}$	нет	-
7/л	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	1 :
Среднее	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	
Максимальное	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	
Минимальное	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	

по сравнению с пиритами, в пирротинах происходит сглаживание разницы в концентрациях этих примесей.

Сопоставление данных по кахетинским рудопрооявлениям с данными по содержанию селена и теллура в некоторых аналогичных и похожих оруденениях приведено в таблице 16. Отсюда следует, что, за исключением медно-пирротиновых рудопрооявлений Верхнерачинского рудного узла, во всех остальных случаях по селену наблюдаются соизмеримые концентрации. Содержание теллура неравномерное, и концентрация его примеси в медно-пирротиновых рудопрооявлениях Грузии не коррелируется с данными по другим месторождениям.

Таблица 15
Содержание селена и теллура в
пирротниках (%)

Среднее		Максимум		Минимум		Количество проб			Процент пустых проб	
Se	Te	Se	Te	Se	Te	про-ана-лизиров	пустых		Se	Te
							Se	Te	Se	Te
$6,4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	нет	83	нет	5	нет	8

Таблица 16
Содержание селена и теллура в пирротниках
медно-пирротниковых рудопроизведений Каже-
тия к некоторым аналогичным и похожим ме-
сторождениям Грузии, Дагестана и Урала (%)

Месторождения	Se			Te			Литературный источник
	Среднее	Максимальное	Минимальное	Среднее	Максимальное	Минимальное	
Медно-пирротниковые рудопроизведения Каже-тия	$6,4 \cdot 10^{-3}$ (83)	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$ (83)	$2,2 \cdot 10^{-3}$	нет	Приводятся впервые
Адагю-Марухский рудный узел медно-пирротникового пояса (Абхазия), рудопроизведение Адагю	$5 \cdot 10^{-3}$	$8,9 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	нет	сл.	нет	М.И. Джанджгава
Верхнорачинский рудный узел медно-пирротникового пояса, рудопроизведение Колаарула (Грузия)	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	нет	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	М.И. Джанджгава
Кизил-Дере (Дагестан), медно-пирротниковые руды	$4,7 \cdot 10^{-3}$ (17)	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$ (17)	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	В.И. Буадзе, Т.В. Иманши-ский, М.И. Джанджгава, Ж.Н. Абашидзе (1972)
Казбекский рудный узел месторождение Девдараки	$7 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	нет	нет	нет	М.И. Джанджгава
Рудопроизведение Богумы	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	нет	
Млаук (Урал) медно-пирротниковые руды	от $2,1 \cdot 10^{-3}$ до $2,4 \cdot 10^{-3}$			от не описано	$1 \cdot 10^{-2}$		М.С. Воробьева, Н.Д. Синдеева (1967)

(по данным 11 анализов)

Ясно, что табл. 16 вскрывает лишь наиболее общие черты сходства и отличия исследованных рудопроявлений по содержанию селена и теллура с сопоставленными месторождениями, так как рассмотренные данные неодинаково представительны (литературные данные в отношении содержания селена и теллура в пирротинах гидротермальных месторождений исключительно скудны).

В первом приближении представление о распределении селена и теллура в пирротинах можно получить из приведенных здесь кривых (рис. 26, 27).

Кривая содержания селена в пирротинах по своему характеру в некоторой степени напоминает гистограмму пиритов, однако она указывает на более неравномерное распределение примеси селена в пирротинах. При одинаковом числе выборки случайной переменной в обоих случаях (пирит и пирротин) гистограммы вполне сопоставимы. Если в этом случае (как и в пиритах) отбросить значения содержания селена с наименьшей частотой (~ 8 измерений), то вариация содержания селена в пирротинах происходит в интервале $1 \cdot 10^{-3} - 1,5 \cdot 10^{-2}\%$. Однако следует учесть, что наибольшая частота (30 измерений) характерна для концентраций селена в интервале $3 \cdot 10^{-3} - 7 \cdot 10^{-3}\%$. Следовательно, можно считать, что пирротины при более неравномерном распределении селена характеризуются примерно такими же, как пириты, концентрациями селена.

Кривая содержания теллура в пирротинах еще более показательна, чем теллура в пиритах. Она указывает на равномерность распределения примеси теллура, что совершенно ясно видно из уменьшения интервала измерений с наибольшей частотой (50 измерений в интервале $5 \cdot 10^{-4} - 2,5 \cdot 10^{-3}\%$). Мода теллура в пирротинах (при данной выборке измерений) должна соответствовать $1 \cdot 10^{-3}\%$. Таким образом, в первом приближении можно считать, что пирротины по сравнению с пиритом богаче примесью теллура.

Халькопириты. Халькопирит по сравнению с пиритом в большинстве рудопроявлений играет подчиненную роль. Напомним, что в исследованных рудах присутствуют, видимо, три морфологические разновидности халькопирита. Однако из-за сложности раздельной отборки нами исследованы навески, представляющие, видимо, смесь первой и второй морфологических разновидностей халькопирита. Всего на содержание селена и теллура проанализировано 65 навесок халькопирита (табл. 17).

Таблица 17

Содержание селена и теллура в халькопирите (%)

Среднее		Максимум		Минимум		Кол. проб			% пустых проб	
Se	Te	Se	Te	Se	Te	проанализиров.	пустых		Se	Te
							Se	Te		
$7 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	85	нет	1	-	-

Из табл. 17, во-первых, следует, что по среднему и максимальному содержанию в халькопиритах концентрация селена превосходит концентрацию теллура, нижний же предел концентраций у них одинаковый. Во-вторых, сопоставление этих данных с данными по пириту и пирротину показывает, что халькопириты богаче примесями обоих элементов. Обращает на себя внимание также отсутствие образцов халькопирита свободных от примеси селена и теллура.

В следующей табл. 18 данные по кахетинским рудопрооявлениям сопоставляются с данными по некоторым похожим месторождениям.

Приведенные сопоставления указывают на одинаковый с кахетинскими порядок содержания селена и теллура в большинстве сопоставленных месторождений. Следовательно (как в случае пирита и пирротина), не намечается картина аномальности исследованных руд в отношении содержания в них селена и теллура.

Таблица 18

Содержание селена и теллура в калькопиритах медно-пирротитовых рудопроvinces Кавказа и некоторых поющих месторождений СССР (%)

Месторождения	Se			Te			Литературный источник
	среднее	максимальное	минимальное	среднее	максимальное	минимальное	
Медно-пирротитовые рудопроvinces Кавказа	$7 \cdot 10^{-3}$ (65) x)	$3 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$ (65)	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4}$	Приводятся впервые
Месторождение Кизыл-Дере, медно-пирротитовые руды (Дагестан)	$5 \cdot 10^{-3}$ (6)	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	нет	В.И. Буалзе Т.В. Иванчикова М.И. Джанджгава Ж.Н. Абещадзе (1972)
Золотухинское месторождение (Алтай), медно-пирротитовые руды	$1,7 \cdot 10^{-2}$ (18)	-	-	$1,7 \cdot 10^{-3}$ (5)	-	-	А.А. Гармаш Н.Э. Курбанова (1988)
Месторождение Маук (Урал), медно-пирротитовые руды	от $1,8 \cdot 10^{-2}$ до $3,3 \cdot 10^{-2}$ по данным восьми определений			от не обнар. до $5,6 \cdot 10^{-3}$ по восьми определениям			М.С. Воробьева Н.Д. Сидорова (1947)
Месторождение Малкеули (Грузия), колчеданые руды	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	М.И. Джанджгава (1966)
Месторождение Квемо Болниси (Грузия), колчеданые руды	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	М.И. Джанджгава
Месторождение Цителсовели (Грузия), колчеданые руды	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$	нет	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	нет	М.И. Джанджгава
Каванское месторождение (Армения)	$1 \cdot 10^{-2}$ (47)	-	-	$6,4 \cdot 10^{-3}$ (47)	-	-	Р.Н. Зарьян (1972)
Чибудлинское месторождение (Армения)	$1,6 \cdot 10^{-2}$ (17)	-	-	$4,7 \cdot 10^{-3}$ (17)	-	-	Р.Н. Зарьян (1972)
Шамдугское месторождение (Армения)	$8 \cdot 10^{-3}$ (9)	-	-	$3 \cdot 10^{-3}$ (9)	-	-	Р.Н. Зарьян (1972)

x) В скобках указано число анализов

Таблица 19

Сводные данные о содержании селена и теллура в сульфидных
медно-пирротиновых рудопроизведениях Кахетии (%)

Минералы	Среднее		Максимум		Минимум		Колич. проб проана- лизиро- вано		Колич. проб пустых		Процент пустых проб	
	Se	Te	Se	Te	Se	Te	Se	Te	Se	Te	Se	Te
Пирит	$3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	нет	74	нет	9	нет	12	
Пирротин	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	нет	63	нет	5	нет	8	
Халькопирит	$7 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	65	нет	1	нет	-	
Конкреция пирита	$1 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	нет	7	нет	4	нет	57	

Рассматривая характер распределения селена и теллура в халькопиритах кахетинских рудопроявлений (рис. 26, 27, табл. 19), можно заметить следующее; кривая селена в халькопиритах значительно отличается от кривых содержания селена в пиритах и пирротинах и указывает на более неравномерное распределение примеси селена. Пределы вариаций содержания селена в халькопирите равны $5 \cdot 10^{-4}$ - $3 \cdot 10^{-2}$ %. Однако следует учесть, что наибольшая частота (36 измерений) характерна для концентрации селена в интервале $1,5 \cdot 10^{-3}$ - $1 \cdot 10^{-3}$ %. Таким образом, при более неравномерном распределении селена в халькопиритах они характеризуются наиболее высокими концентрациями примеси этого элемента.

Аналогично селену, кривая теллура в халькопиритах значительно отличается от кривых теллура в пиритах и пирротинах. В халькопиритах равномерность распределения теллура более низкая, что следует из значительного увеличения интервала измерений с наибольшей частотой (49 измерений). По данной выборке измерений можно считать, что концентрация теллура в халькопиритах в основном должна варьировать в пределах $5 \cdot 10^{-4}$ - $5,5 \cdot 10^{-3}$ %, а мода теллура равняется $1 \cdot 10^{-3}$ %. Из этих данных следует, что халькопирит по сравнению с пирротинном характеризуется менее равномерным распределением примеси теллура.

Для сопоставления различных медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии между собой в отношении содержания и распределения селена и теллура приводим сводную табл. 20 и гistogramмы по отдельным рудопроявлениям (рис. 28-34).

Таблица 20

Сводные данные о содержании селена и теллура в медно-пирротиновых рудопроявлениях Кахетии (%)

Рудопроявление	С о д е р ж а н и е		Отношение Se:Te	Количество анализов	Количество пустых проб	
	Se	Te			Se	Te
Стори	$3,4 \cdot 10^{-3}$ нет - $7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$ нет - $1,5 \cdot 10^{-3}$	6:1	10	1	3
Аргана	$5 \cdot 10^{-3}$ $2 \cdot 10^{-3}$ - $1 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$ $5 \cdot 10^{-4}$ - $1,6 \cdot 10^{-2}$	1:1,2	24	-	-
Лодуани	$9,4 \cdot 10^{-3}$ $6 \cdot 10^{-3}$ - $1,4 \cdot 10^{-2}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$ $3,5 \cdot 10^{-3}$ - $5 \cdot 10^{-3}$	2,2:1	4	-	-

Гонджат-хеви	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	2:1	2	1	1
Мшаре-Дики	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	3,7:1	21	-	-
	$1 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4} - 7 \cdot 10^{-3}$				
Инцоба	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,5:1	5	-	-
	$5 \cdot 10^{-4} - 6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4} - 3,5 \cdot 10^{-3}$				
Шорохеви	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	5:1	10	-	-
	нет - $5,3 \cdot 10^{-2}$	нет - $5 \cdot 10^{-3}$				
Голоиани	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	2:1	20	-	-
	$5 \cdot 10^{-4} - 1,7 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4} - 8 \cdot 10^{-3}$				
Гохиана	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	1,3:1	28	-	-
	$2,2 \cdot 10^{-3} - 2,3 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-2}$				
Ареш	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	7:1	28	-	-
	$5 \cdot 10^{-4} - 1,2 \cdot 10^{-2}$	нет - $3 \cdot 10^{-3}$				
Лако	$3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	4:1	27	-	9
	$5 \cdot 10^{-4} - 8 \cdot 10^{-3}$	нет - $3,5 \cdot 10^{-3}$				
Угелте-хили	$6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	12:1	4	-	-
	$3 \cdot 10^{-3} - 9 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-4}$				
Мазими	$6,7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$		20	-	-
	$5 \cdot 10^{-4} - 1,6 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-3}$				

Содержание селена и теллура подсчитывалось на основании данных по главным сульфидам

В числителе - средние содержания, в знаменателе - пределы вариаций

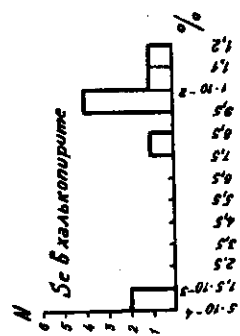
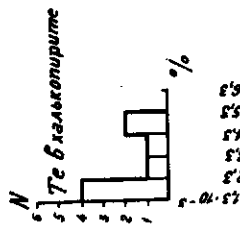
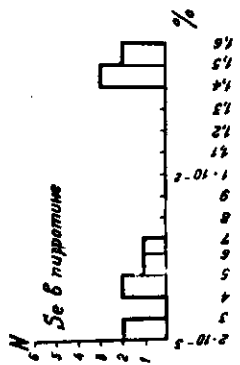
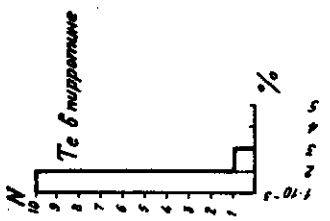


Рис. 28. Гистограммы содержания селена и теллура в главных-ших сульфидах рудопроявления Мазими.

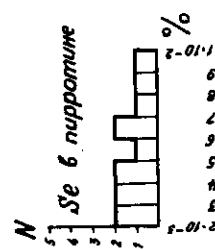
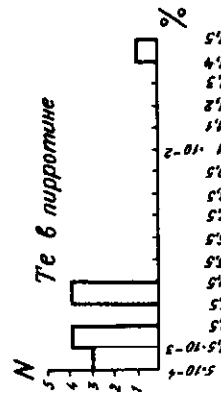
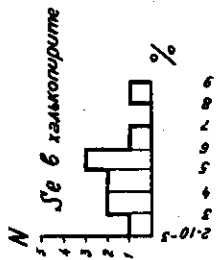
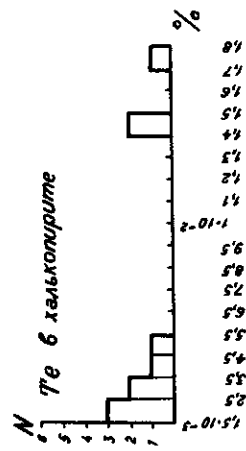


Рис. 29. Гистограммы содержания селена и теллура в главных-ших сульфидах месторождения Аргана.

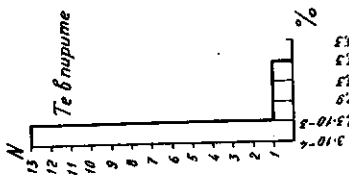
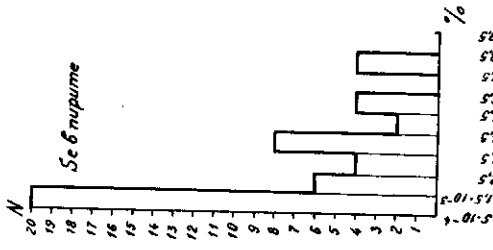


Рис. 30. Гистограммы содержания селена и теллура в главнейших сульфидных рудопроизведениях Лако.

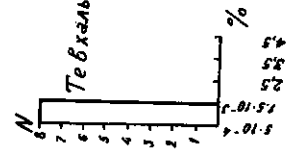
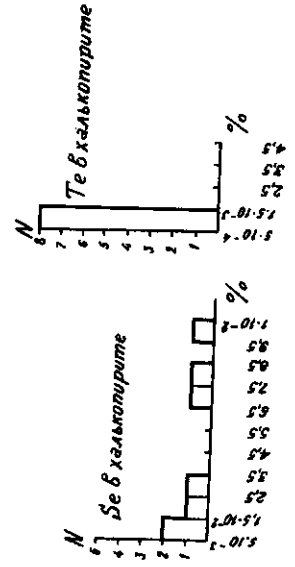
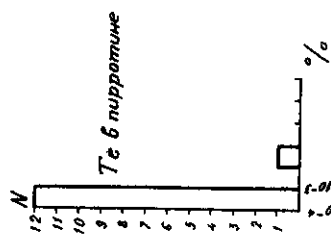


Рис. 31. Гистограммы содержания селена и теллура в главнейших сульфидных рудопроизведениях Арсизлг.

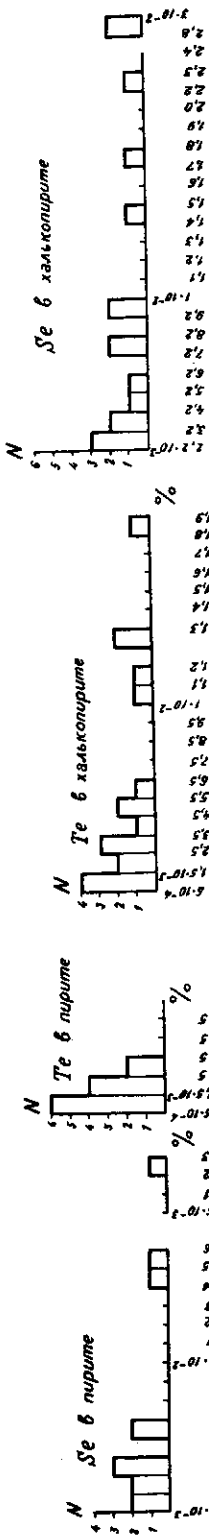


Рис. 32. Гистограммы содержания селена и теллура в главнейших сульфидных рудопрооявлениях Шорохави-Гохинана.

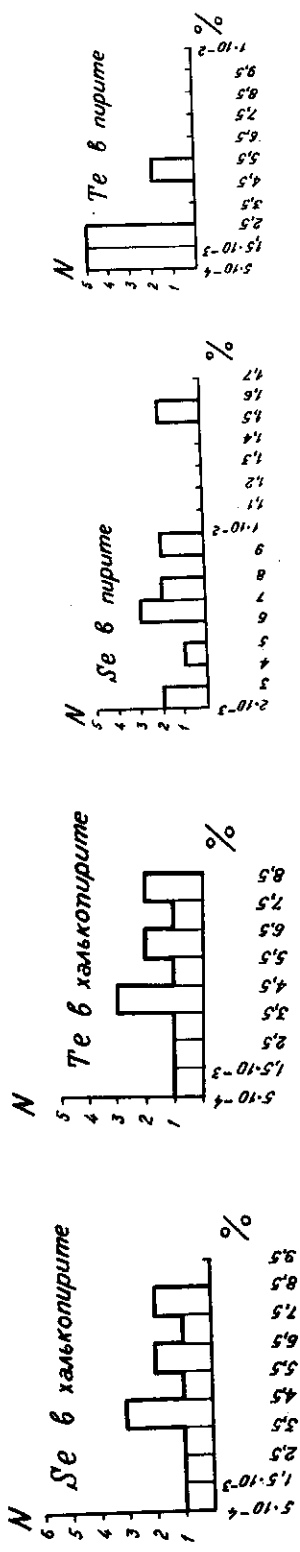


Рис. 33. Гистограммы содержания селена и теллура в главнейших сульфидных рудопрооявлениях Головани.

Рис. 34. Гистограммы содержания селена и теллура в главнейших сульфидных рудопрооявлениях Мирзелики.

Из этих табличных данных видно, что в медно-пирротиновых рудопроявлениях Кахетии отсутствуют резко обогащенные или обедненные примесью селена и теллура проявления (на порядок и больше). По содержанию селена выявляется довольно однообразная картина (средних содержаний) с концентрациями этого элемента в тысячных долях процента ($n \cdot 10^{-3}\%$, где значение коэффициента меняется от 3 до 9). Исключение составляет рудопроявление Шорохеви, где среднее содержание равняется $1,5 \cdot 10^{-2}\%$ (150 г/т). По содержанию теллура исследованные рудопроявления можно разбить на две группы: первая объединяет рудопроявления (Артана, Лодуани, Мцаре-Дики, Гохиана, Голоиани) со средним содержанием теллура $n \cdot 10^{-3}\%$ (n меняется от 2 до 5,8), вторая же группа рудопроявлений (Стори, Гонджатхеви, Арещи, Лако, Угелтехили) со средним содержанием теллура порядка $n \cdot 10^{-4}\%$ (n меняется от 5 до 7).

Рассматривая гистограммы содержания селена и теллура в сульфидах по отдельным медно-пирротиновым рудопроявлениям, следует указать, что в основу гистограмм положено неодинаковое количество измерений, а кроме того, по некоторым рудопроявлениям нет данных по тому или иному из исследованных сульфидов. Поэтому понятно, что эти гистограммы сопоставимы лишь условно и не полностью отображают истинные соотношения в характере распределения селена и теллура. Сопоставление гистограмм позволяет выявить некоторые особенности, характерные для сульфидов рассматриваемых рудопроявлений. Это опять-таки уже выявленная нами (см. разбор гистограмм содержания примесей селена и теллура суммарно по отдельным сульфидам, рис. 28-34) особенность более неравномерного распределения селена, чем теллура во всех сульфидах. Исключение из этой закономерности на примере отдельных рудопроявлений составляют халькопириты рудопроявлений Шорохеви, Гохиана и Голоиани (рис. 7 и 8), в которых при данной выборке измерений для обоих элементов-примесей наблюдается почти одинаковый характер неравномерного распределения.

Таким образом, суммируя результаты обсуждения гистограмм, можно заключить, что в отношении характера распределения примесей селена и теллура халькопириты значительно отличаются от пиритов и пирротинов неравномерностью распределения примесей.

К поведению селена и теллура в процессе рудоотложения. По данному вопросу можно высказать лишь некоторые предположения, т.к. полученная нами информация касается только главных сульфидов руд и при этом не охватывает

все морфогенетические разновидности. Основная особенность исследованных руд, определяющая поведение селена и теллура в процессе рудоотложения — отсутствие собственных минералов селена и теллура. Поэтому находжение примеси обоих элементов в исследованных сульфидах следует рассматривать с позиций изоморфизма. Будучи типичными халькофильными элементами, поведение селена и в значительной мере теллура в сульфидном процессе предопределяется серой. Известно также, что распределение их примесей по различным сульфидам в значительной степени зависит от особенности кристаллической решетки сульфидов и сродства с катионной составляющей минералов. Однако немаловажную роль в накоплении примеси этих элементов в решетках сульфидов (при одинаковой их изоморфной емкости) играет время отложения сульфидов и величина окислительного потенциала растворов. Наш материал не позволяет проверить все аспекты особенностей поведения селена и теллура, но довольно ясно выявляет некоторую тенденцию накопления селена в наиболее позднем сульфиде руд — халькопирите. По возрастанию концентрации селена исследованные нами сульфиды образуют ряд: пирит < пирротин < халькопирит.

В отношении теллура картина менее ясна, т.к. концентрация этого элемента в пирротинах и халькопиритах довольно близка. По возрастанию концентрации теллура наши сульфиды располагаются следующим образом: пирит < пирротин ≈ халькопирит.

В данном конкретном случае причина накопления селена в халькопиритах и почти равные содержания теллура в пирротинах и халькопиритах может быть связана с изменениями концентрации теллура. С другой стороны, не зная значения изоморфной емкости рассматриваемых сульфидов в отношении селена и теллура, решать вопрос об изменении концентраций микроэлементов в растворах во времени (без данных по генерациям минералов) довольно затруднительно. Поэтому на данном этапе изучения медно-пирротиновых руд, за рабочую гипотезу можно принять предположение, что в процессе рудной минерализации концентрация селена в растворах нарастала от первой стадии к третьей, а концентрация же теллура после второй стадии минерализации оставалась, видимо, на одном уровне.

В аспекте полученных нами данных намечается некоторая разница (в поведении селена и теллура) по сравнению с типичными колчеданными месторождениями, где максимальная концентрация селена характерна для серноколчеданных руд, а теллура — для сравнительно поздних минеральных комплексов (Синдеева, 1959; Гармаш, Курбанова, 1963; Джанджгава, Буадзе и др., 1972;

микроэлементов и значительное (почти на один порядок) более высокое значение среднего содержания никеля. При значительном и равном для обоих элементов количестве анализов результаты их вполне сопоставимы. Обращает на себя внимание и тот факт, что если отбросить одну пробу, в которой содержание никеля, по всей вероятности, ниже чувствительности примененного метода, то максимальные и минимальные концентрации для обоих элементов одинаковы ($1 \cdot 10^{-1} - 6 \cdot 10^{-4}\%$).

Таблица 22

Содержание кобальта и никеля (%)

Среднее		Максимум		Минимум		Количество проб			Процент пустых проб	
						проанализиров.	пустых			
Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni		Co	Ni	Co	Ni
$3,6 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-4}$	нет	71	нет	1	нет	1,4

Если обратимся к кривым (рис. 35, 36), иллюстрирующим характер распределения кобальта и никеля в пиритах (в основе гистограмм лежат равные выборки измерений), станет очевидным более неравномерное распределение кобальта, чем никеля. Наличие второго максимума частоты у кобальта в интервале $9,66 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-1}\%$ несомненно связано с наличием в пиритах собственных минералов кобальта (линнеит, кобальтин). На кривой никеля не второго, четко выраженного максимума частоты с высокими концентрациями, однако значительная дисперсия концентрации в интервале высоких содержаний $4,46 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-1}$, возможно, также связана с наличием собственного минерала никеля. Для кобальта наиболее высокие частоты характерны для сравнительно узкого интервала концентраций $6 \cdot 10^{-4} - 8,6 \cdot 10^{-3}\%$ (28 измерений), никеля же - в интервале $6 \cdot 10^{-4} - 1,66 \cdot 10^{-3}$ (48 измерений). Для обоих элементов находятся в интервале $6 \cdot 10^{-4} - 4$. Таким образом, при некоторых отличительных чертах, кривые

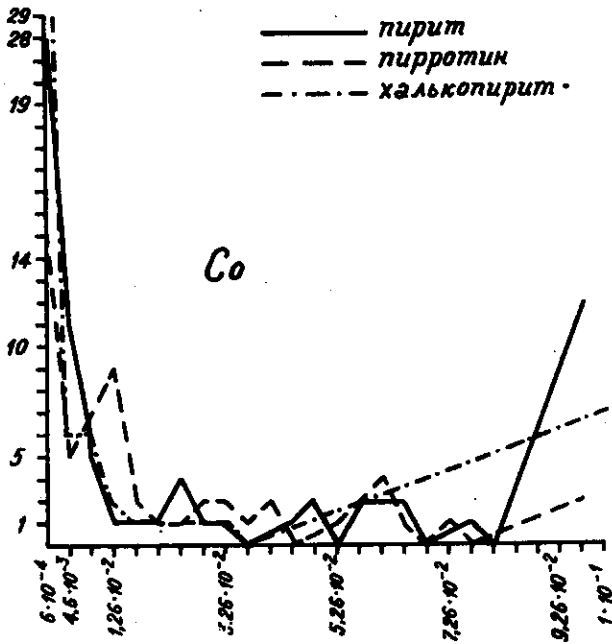


Рис. 35. Кривые содержания кобальта в пиритах, пирротинах и халькопиритах.

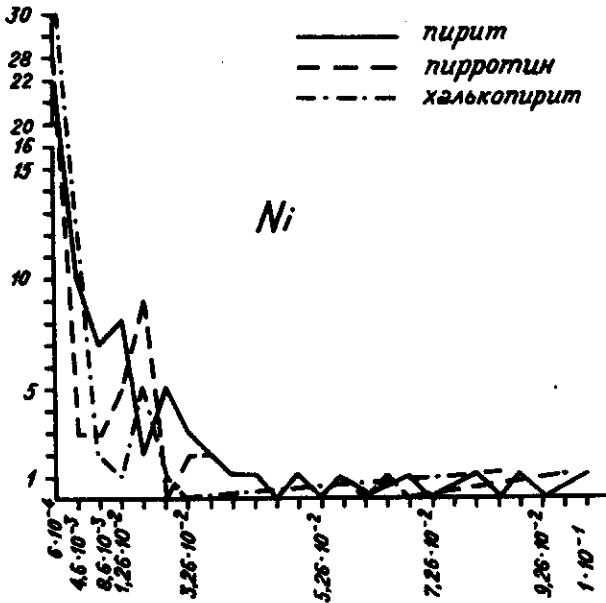


Рис. 36. Кривые содержания никеля в пиритах, пирротинах и халькопиритах.

Таблица 23

Содержание кобальта и никеля в пиритах медно-пирротиновых рудопроvinces Кавказа, месторождения Кизил-Дере и магматогенно-гидротермальных месторождений Чехословакии (%)

Месторождения	Co			Ni			Литературный источник
	среднее	максимум	минимум	среднее	максимум	минимум	
Медно-пирротиновые рудопроvinces Кавказа	$3,6 \cdot 10^{-3}$ (71) ^{x)}	$1 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$ (71)	$1 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-4}$	Приводится впервые
Месторождение Кизил-Дере (Даргестан)	$6,4 \cdot 10^{-3}$ (29)	$1 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$ (29)	$1 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-4}$	В.Н. Буалое Т.В. Иваницкий М.Н. Джанджгава Ж.Н. Абашидзе (1972)
Месторождения Спичско-Гомерского Рудогорья (Чехословакия)	$7,3 \cdot 10^{-2}$ (39)	$4 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$ (39)	$3 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-3}$	В. Цамбал Н. Ярювский (1871)
Месторождения Чехия и Моравия	$6,8 \cdot 10^{-2}$ (11)	$5 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-2}$ (11)	$4 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-3}$	- " -
Месторождение Злата Идка (Чехословакия)	$5,8 \cdot 10^{-3}$ (4)	-	-	$3,7 \cdot 10^{-3}$ (4)	-	-	- " -
Месторождение Кутна-Гора (Чехословакия) пириты 1 (собраны на тех же образцах, что и пирротины)	$1 \cdot 10^{-3}$ (3)	-	-	$7,5 \cdot 10^{-3}$ (3)	-	-	- " -
Среднее для пиритов магматогенно-гидротермальных месторождений других стран	$3 \cdot 10^{-2}$ (46)	-	-	$1,2 \cdot 10^{-2}$ (46)	-	-	- " -

x) В скобках - количество анализов.

содержания кобальта и никеля в пиритах подобны.

Не располагая работой Ф. Хегеманна (Hegemann F., 1943), мы произвели сопоставление наших данных с данными, приведенными в работе Б. Цамбела и И. Яркового (Cambel B., Jarkovsky I, 1971) по магматогенно-гидротермальным месторождениям Чехословакии (табл. 26).

Приведенное в табл. 23 сопоставление показывает, что по содержанию кобальта и никеля пириты медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии уступают только месторождениям Рудогорья; особенно обращает на себя внимание довольно хорошее совпадение показателей кахетинских пиритов с данными по пиритам серноколчеданных руд месторождения Кизыл-Дере. Следовательно, пириты кахетинских рудопроявлений могут быть отнесены к категории нормальных по содержанию примесей кобальта и никеля пиритов.

Нельзя не коснуться и корреляции между кобальтом и никелем в пиритах. По данным Б. Цамбела и И. Яркового, для некоторых регионов намечается прямая коррелированность между содержанием кобальта и никеля в пиритах. В этом отношении даже беглый просмотр аналитических данных по кахетинским рудопроявлениям выявляет отсутствие такой закономерности (что связано, видимо, с наличием собственных минералов кобальта и никеля в исследованных нами пиритах).

Пирротины. Данные о содержании кобальта и никеля в пирротинах (табл. 24, рис. 35, 36) в первую очередь указывают на некоторое превалирование примеси кобальта (двукратное обогащение); что же касается максимальных концентраций, то здесь ясная картина превышения концентраций кобальта. В связи с этим нужно отметить, что к аналогичному выводу на материале Чехословакии приходят Б. Цамбел и И. Ярково (Cambel B., Jarkovsky I, 1971). Если сопоставить данные по пирротину с данными по пириту (табл. 22) можно заметить, что по среднему содержанию кобальта пирротины значительно богаче пиритов (на один порядок), а в отношении максимальных и минимальных содержаний оба сульфида характеризуются одинаковыми показателями.

В этом отношении наши данные расходятся с закономерностью, отмеченной И. Костовым (1971). По этому автору, ввиду совпадения ионных радиусов Co^{+2} (0,82Å) и Co^{+3} (0,65Å), характерных для гидротермальных растворов, с ионными радиусами двух- и трехвалентного железа происходит "... вовлечение кобальта в состав пиритов, тогда как никель концентрируется в пирротине ...". Однако вполне возможно, что отклонение наших данных от этой кристаллохимической закономерности обус-

ловлено наличием в кахетинских рудах собственных минералов кобальта.

Кривые кобальта и никеля в пирротинах (рис. 35, 36) построены на основании одинакового количества определений, т.е. они вполне сопоставимы. Как и в пиритах, здесь довольно ясно

Таблица 24

Содержание кобальта и никеля в пирротинах (%)

Среднее		Максимум		Минимум		Количество проб			Процент пустых проб	
Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Проанализировано	пустых		Co	Ni
							Co	Ni		
$2,8 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$6,1 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	нет	58	нет	1	нет	1,8

намечается картина более равномерного распределения никеля по сравнению с кобальтом. Обращает на себя внимание идентичность формы кривых (кобальта и никеля в пирротине) в интервале для кобальта $6 \cdot 10^{-4}$ – $1,86 \cdot 10^{-2}$ %, для никеля – $6 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-2}$ %, которые соответствуют концентрациям с наибольшей частотой (соответственно – 32 и 42 измерения). Такая картина, по всей вероятности, обусловлена в основном той частью примесей кобальта и никеля, которая связана непосредственно с кристаллической решеткой пирротина. Неструктурной части примесей (обусловленная наличием собственных минералов рассматриваемых элементов), дающей обыкновенно значительный разброс содержаний, в нашем случае, видимо, соответствуют части кривой выше концентрации $2 \cdot 10^{-2}$ %. Сравнивая между собой кривые (интервалы с наибольшей частотой) кобальта и никеля в пиритах и пирротинах, можно заметить, что в отдельных сульфидах проявляется гораздо большее их сходство, чем одной и той же примеси в различных сульфидах.

Эта особенность распределения структурных примесей в сульфидах должна указывать на не менее существенную роль

физико-химических условий процесса минералообразования, чем кристалло-химических параметров иона для локализации примеси в минерале-носителе.

При сопоставлении данных по кобальтоносности пирротинов кахетинских рудопроявлений с литературными данными (табл. 25) легко заметить, что за двумя исключениями для кобальта и трех — для никеля во всех месторождениях, включая и кахетинские, порядок средних содержаний рассматриваемых примесей одинаковый. Поэтому как пириты, так и пирротины, могут быть в отношении примесей кобальта и никеля расценены как обыкновенные — не аномальные.

Здесь же следует отметить, что на примере кобальто-никеленосности пиритов и пирротинов медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии нельзя согласиться с выводом Б. Цамбела и И. Яркового (1971) в отношении высокой степени неравномерного содержания примеси кобальта и никеля в пиритах и пирротинах даже в пределах одного месторождения. Наши данные, наоборот, указывают на довольно высокую степень равномерности распределения этих примесей.

Наконец, отметим, что как в пиритах, так и в пирротинах не наблюдается прямой коррелированности в содержании кобальта и никеля. Совершенно ясно, что наблюдаемая нами картина является суммарной — структурная примесь (кобальта, никеля) и примесь, обусловленная наличием собственных минералов кобальта и никеля. Поэтому решить вопрос о характере коррелированности на данном материале мы не имеем возможности. Однако отмеченная нами одинаковая возможность вхождения примесей в решетку сульфидов при равных физико-химических условиях минералообразования дает основание для предположения прямой коррелированности.

Халькопириты. Рассматривая аналитические данные по содержанию кобальта и никеля в халькопиритах (табл. 26, рис. 35, 36) совершенно ясно можно заметить, что концентрация кобальта почти всегда на один порядок, или в среднем в 5-6 раз выше концентрации никеля. Следовательно, по кобальт-никелевому соотношению халькопириты значительно отличаются от пирротина, где картина этого соотношения имеет более сглаженный вид, а в пиритах наблюдалась обратная картина (превалирование средн. содержания никеля над кобальтом). Однако, как и в других сульфидах, так и в халькопиритах, частота нахождения примесей обоих элементов исключительно высокая.

Таблица 25

Содержание кобальта и никеля в пирротинах медно-пирротиновых рудопроявлений Кахетии; месторождения Кизыл-Дере и магматогенно-гидротермальных месторождений Чехословакии (%)

Месторождения	Co			Ni			Литературный источник
	Среднее	Максимум	Минимум	Среднее	Максимум	Минимум	
Медно-пирротиновые рудопроявления Кахетии	$2,8 \cdot 10^{-2}$ (55) ^{x)}	$1 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$ (55)	$6,1 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	Приводятся впервые
Месторождение Кизыл-Дере (Дагестан) медно-пирротиновые руды	$1 \cdot 10^{-2}$ (21)	$8 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$ (21)	$3,5 \cdot 10^{-3}$	нет	Т.В. Иванчикова, М.И. Джаджгана, Ж.Н. Абшидзе (1970)
Месторождения Сплицско-Геморского рудопроявления (Чехословакия)	$8,9 \cdot 10^{-2}$ (19)	$3 \cdot 10^{-1}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-2}$ (19)	$4 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	Шамбал В., И. Янковский (1871)
Месторождения Чехии и Моравии	$2,9 \cdot 10^{-2}$ (54)	$3 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$ (52)	$5 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-3}$	- " -
Месторождение Злато Идка (Чехословакия)	$1 \cdot 10^{-1}$ (2)	-	-	$4 \cdot 10^{-2}$ (2)	-	-	- " -
Месторождение Кутна Гора (Чехословакия)	$2 \cdot 10^{-4}$ (9)	-	-	$1,6 \cdot 10^{-3}$ (9)	-	-	- " -
Месторождение Рожняв (Чехословакия)	$1,8 \cdot 10^{-2}$ (4)	-	-	$1,6 \cdot 10^{-1}$ (3)	-	-	- " -
Среднее для пирротинов магматогенно-гидротермальных месторождений других стран	$1,7 \cdot 10^{-2}$ (33)	-	-	$1,4 \cdot 10^{-2}$ (34)	-	-	- " -

x) В скобках - количество анализов.

Таблица 26

Содержание кобальта и никеля в
халькопиритах (%)

Среднее		Максимум		Минимум		Количество проб			Процент пустых проб	
Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	пров- нализиро- вано	пустых		Co	Ni
							Co	Ni		
$1,7 \cdot 10^{-2}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$7,8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-4}$	нет	58	нет	1	нет	1,9

Если обратимся к рассмотрению кривой кобальта и никеля в халькопиритах (рис. 35, 36), то заметим сравнительно более высокую степень равномерности распределения в них примесей элементов по сравнению с пиритом и пирротинном. Разброс содержания обоих элементов в халькопиритах сравнительно мал и наибольшая частота для кобальта отмечается в интервале $6 \cdot 10^{-4}$ - $1,26 \cdot 10^{-2}$ % (39 измерений), а для никеля - в интервале $6 \cdot 10^{-4}$ - $4,6 \cdot 10^{-3}$ % (42 измерения). Второй максимум частоты для кобальта наблюдается в интервале $9,66 \cdot 10^{-2}$ - $1 \cdot 10^{-1}$ % (6 измерений), а для никеля - в интервале $1,66 \cdot 10^{-2}$ - $2,06 \cdot 10^{-2}$ % (5 измерений). Следовательно, кривые позволяют считать, что локализация кобальта и никеля в халькопиритах в основном происходит в форме структурной примеси.

Литературные данные о содержании кобальта и никеля в халькопиритах исключительно скудны. Эти данные отсутствуют даже в новейшей книге И. Костова (1971), не говоря уже о более ранних справочниках по минералогии и геохимии. Поскольку мы не имеем возможности провести такое сопоставление, как это было сделано для пиритов и пирротиннов, укажем лишь, что, по Г.Х. Эфендиеву (1957), в халькопиритах колчеданных и полиметаллических руд северо-восточной части Малого Кавказа содержание кобальта и никеля около $1 \cdot 10^{-3}$ %. Таким же образом, по данным С.Т. Бадалова и М.И. Моисеевой (1966), в халькопиритах месторождений Кураминского хребта в среднем (по данным четырех анализов) около $9 \cdot 10^{-3}$ % кобальта. По данным В.И. Буалзе, Т.В. Иваницкого, М.И. Джанджгава и Ж.Н. Абашидзе (1972), в халькопиритах медно-пирротиновых руд месторождения

Кизыл-Дере содержание кобальта равно $1,2 \cdot 10^{-2}\%$, а никеля — $2,3 \cdot 10^{-3}\%$ (среднее на 5 анализов). Сравнивая эти данные с нашими данными, можно заключить, что исследованные халькопириты значительно богаче примесями кобальта и никеля.

В таблице 29 приведены основные показатели по содержанию кобальта и никеля в отдельных рудопроявлениях Кахетии. Из этих данных в первом приближении (т.к. основаны не на равных количествах определений) намечается: 1) во всех случаях концентрации кобальта в 1,5–3 раза превышает концентрацию никеля и 2) порядок содержания кобальта в 9 рудопроявлениях, а никеля в 8 рудопроявлениях из 11 исследованных равен $n \cdot 10^{-2}\%$.

Полученные нами данные по главнейшим сульфидам медно-пирротиновых руд Кахетии указывают не только на кобальтоносность, но и на никеленосность этих руд.

Материал, которым мы располагаем, не позволяет рассмотреть в деталях поведение кобальта и никеля в процессе рудообразования. Не вызывает сомнения только то, что часть кобальта и никеля в соответствующих физико-химических условиях рудообразования выпадала в форме собственных материалов, а другая часть ионов улавливалась пиритом, пирротином и халькопиритом. При непарагенетичности части исследованных пиритов с пирротином и халькопиритом и при значительном отставании во времени отложения некоторой части халькопирита от пирротина, при кобальт-никеленосности всех трех сульфидов, можно считать, что кобальт и никель были постоянными компонентами растворов в продолжение всего процесса рудообразования.

В и с м у т. Данные о содержании висмута в исследованных сульфидах (табл. 27) довольно представительны (179 определений) и поэтому полностью отражают истинную картину содержания этого элемента.

Таблица 27
Содержание висмута в минералах (%)

Минералы	Среднее	Максимум	Минимум	Количество проб		Процент пустых проб
				проанализировано	пустых	
Пирит	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	нет	71	25	35
Пирротин	$8,7 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	нет	55	20	36
Халькопирит	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	нет	53	9	17

Из данных табл. 27 следует значительная висмутоносность сульфидов медно-пирротиновых рудопоявлений, но частота нахождения его примеси средняя. Наиболее высокие концентрации характерны для пирита, однако по частоте нахождения примеси висмута пириты намного уступают халькопиритам. Отметим, что верхний предел содержания висмута для всех трех минералов одинаков.

Кривая содержания висмута в пирите, пирротине и халькопирите (рис. 37) показывает довольно равномерное распределение его примеси во всех трех сульфидах. Наибольшая частота во всех трех сульфидах отмечается в интервале концентраций $1 \cdot 10^{-3}$ - $2 \cdot 10^{-3}$ % (для пирита - 36, пирротина - 27 и халькопирита - 37 измерений). Такая картина должна указывать на

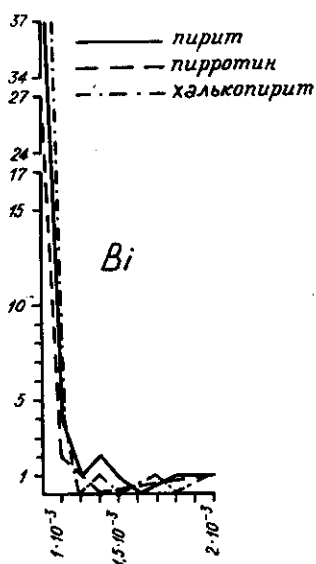


Рис. 37. Кривая содержания висмута в пирите, пирротине и халькопирите.

вхождение основной части примеси висмута в структуру этих сульфидов. Некоторый разброс в содержании висмута в интервале высоких концентраций, возможно, указывает и на наличие самостоятельной фазы минерала висмута.

Сравнение наших данных с данными о висмутоносности пирита и халькопирита некоторых колчеданных месторождений Кавказа приведено в табл. 28.

Таблица 28

Среднее содержание висмута в некоторых месторождениях Кавказа (%)

Месторождения	Минералы	Пирит	Халькопирит	Пирротин	Литературный источник
Медно-пирротиновые рудопроявления Кахетии		$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$8,7 \cdot 10^{-4}$	Приводится впервые
Шамлуг (Армения)		$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	-	Г.О. Пиджян, 1972
Тандзут (Армения)		$1 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-3}$	-	-	-
Мед-дзор (Армения)		$1 \cdot 10^{-3}$	-	-	-
Кафан (Армения)		$1 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-2}$	-	-
Кизыл-Дере (Дагестан) серноколчеданные руды		$4,7 \cdot 10^{-4} - (11) \times$	-	-	В.И. Буадзе, Т.В. Иваицкий, М.И. Джанджгава, Ж.Н. Абашидзе, 1972
Медно-пирротиновые руды		$1,1 \cdot 10^{-3}$ (7)	$3,1 \cdot 10^{-3}$ (3)	$3,5 \cdot 10^{-3}$ (18)	

х/ В скобках указано количество анализов.

Из этих данных довольно ясно видно, что сульфиды медно-пирротиновых руд содержат соизмеримые с сульфидами других месторождений Кавказа концентрации висмута.

Кадмий. Как видно из табл. 29, кадмий нехарактерная примесь медно-пирротиновых руд Кахетии. Это следовало ожидать при незначительном проявлении в этих рудах свинцово-цинковой минерализации (скудные концентрации сфалерита) и нехарактерности примеси кадмия для пирита, пирротина и, в меньшей степени, халькопирита. Пириты (71 образец) и пирротины (55 образцов) оказались лишенными примеси кадмия, а в халькопиритах 39 образцов из 53 не содержали примеси кадмия (по всей вероятности, кадмиеносны халькопириты третьей стадии минерализации).

Таллий, индий, галлий. Примеси таллия и индия в сульфиде медно-пирротиновых руд Кахетии отсутствуют. Таллий из проанализированных 179 образцов обнаружен лишь в двух случаях (1 - халькопирит и 1 - пирит), индий же не обнаружен ни в одном образце. Если напомнить, что таллиеносность и индиеносность различных типов колчеданных месторождений (таллиеносность пиритов кристаллических колчеданных руд обычно варьирует в пределах $n \cdot 10^{-3}$ - $n \cdot 10^{-4}$, а халькопиритов - от $n \cdot 10^{-2}$ до $n \cdot 10^{-4}\%$; индиеносность пиритов варьирует в пределах $n \cdot 10^{-3}$ - $n \cdot 10^{-4}\%$, халькопиритов - $n \cdot 10^{-2}$ - $n \cdot 10^{-4}\%$, а пирротинов - от $n \cdot 10^{-4}\%$ до нет) в настоящее время точно установлена (Воробьева, Синдеева, 1967; Иванов, 1966 и др.), то стерильность медно-пирротиновых руд Кахетии по отношению к таллию и индию нужно признать геохимической особенностью этих руд. В связи с этим укажем, что на основании исследования примесей сульфидов свинцово-цинковых и полиметаллических руд Грузии, мы еще раньше пришли к выводу, что Складчатая система Большого Кавказа не индиеносна (Иваницкий, 1963). Что касается примеси галлия в медно-пирротиновых рудах Кахетии, то она в основном характерна для пирита и пирротина и соответствует кларку этого элемента.

Некоторые выводы. Обсуждение представленных аналитических данных по содержанию элементов-примесей в главных сульфиде медно-пирротиновых руд Кахетии позволяет сделать ряд выводов:

1. Из девяти (селен, теллур, кобальт, никель, висмут, кадмий, таллий, индий и галлий) микроэлементов для медно-пирротиновых руд характерны примеси селена, теллура, кобальта, никеля и висмута. Примесь кадмия наблюдается лишь спорадически в халькопиритах; частота нахождения галлия также невысокая при близко-кларковых (земной коры) его концентрациях

Содержание никеля, кобальта, кадмия, ванадия и галлия по рудопроизводным Казахстана (%)

Рудопроизводная	Ni	Co	Cd	Bi	Ga	Количество твое извлече- ния	Количество пустых проб				
							Ni	Co	Cd	Bi	Ga
Стурин	$1,2 \cdot 10^{-2}$ ^{х)}	$2,5 \cdot 10^{-2}$	нет	$9 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-3}$	11	-	-	-	-	-
	$8 \cdot 10^{-4} - 1,2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4} - 6,5 \cdot 10^{-2}$	нет	нет- $2,8 \cdot 10^{-3}$	нет- $1 \cdot 10^{-3}$						
Арташ	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	нет	18	-	-	-	-	-
	$6 \cdot 10^{-4} - 7,6 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4} - 6 \cdot 10^{-2}$	нет- $8 \cdot 10^{-3}$	нет- $1 \cdot 10^{-2}$	нет						
Лодушия	$3 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-2}$	нет	$1,2 \cdot 10^{-3}$	нет	4	-	-	-	-	-
	$1,5 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-1}$	нет	нет- $3 \cdot 10^{-3}$	нет						
Мишер-Даяк	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$9,7 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	нет	20	-	-	-	-	-
	$8,6 \cdot 10^{-4} - 4,7 \cdot 10^{-2}$	$8,5 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-1}$	нет- $5,4 \cdot 10^{-3}$	нет- $8,2 \cdot 10^{-3}$	нет						
Ишорба	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$	нет	$1,6 \cdot 10^{-3}$	нет	8	-	-	-	-	-
	$6 \cdot 10^{-4} - 6,5 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4} - 1,2 \cdot 10^{-2}$	нет	нет- $8 \cdot 10^{-3}$	нет						
1 ⁰⁰ рожки	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	10	-	-	-	-	-
	$1,6 \cdot 10^{-3} - 8,1 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-1}$	нет- $3,2 \cdot 10^{-3}$	нет- $1,8 \cdot 10^{-3}$	нет- $1 \cdot 10^{-3}$						
Гокмакы	$9,6 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	нет	23	-	-	-	-	-
	$8 \cdot 10^{-1} - 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-1}$	нет- $1 \cdot 10^{-2}$	нет- $1 \cdot 10^{-2}$	нет						
Голобакан	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	нет	$9 \cdot 10^{-4}$	нет	14	-	-	-	-	-
	$6 \cdot 10^{-4} - 5,4 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-1}$	нет	нет- $3 \cdot 10^{-3}$	нет						
Арешк	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	нет	$5,9 \cdot 10^{-4}$	нет	26	-	-	-	-	-
	$6 \cdot 10^{-4} - 9 \cdot 10^{-2}$	$6,2 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-1}$	нет	нет- $1,5 \cdot 10^{-3}$	нет						
Лазо	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	нет	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	29	3	-	-	-	-
	нет- $2,7 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-1}$	нет	нет- $6 \cdot 10^{-3}$	нет- $2,5 \cdot 10^{-3}$						
Мазык	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$	нет	$8 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	13	-	-	-	-	-
	$6 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-1}$	нет	нет- $2,5 \cdot 10^{-3}$	нет- $1 \cdot 10^{-3}$						

х) В числителе - среднее содержание, в знаменателе - пределы вариации.

в пирите и пирротине, а примеси таллия и индия (при данной чувствительности метода) в рудах отсутствуют.

2. Селен и теллур в изученных сульфидах находятся в форме структурных примесей, а форма нахождения кобальта и никеля двойная – в виде собственных видимых в микроскопе минералов (возможно, присутствуют и субмикроскопические зерна) и в виде структурной примеси (в пирите, пирротине и халькопирите).

3. Сопоставление средних содержаний селена и теллура в сульфидах медно-пирротиновых руд Кахетии с литературными данными по содержанию этих элементов в соответствующих сульфидах колчеданных руд показало, что кахетинские пириты сравнительно беднее (до одного порядка) примесями селена ($3 \cdot 10^{-3}\%$) и теллура ($7 \cdot 10^{-4}\%$), в пирротине¹¹⁾ наблюдаются соизмеримые концентрации – селена ($6,4 \cdot 10^{-3}\%$), теллура ($1,5 \cdot 10^{-3}\%$), а в халькопиритах с некоторыми более существенными, чем в пирротине (в особенности для теллура), отклонениями (в обе стороны), также отмечаются соизмеримые концентрации селена ($7 \cdot 10^{-3}\%$) и теллура ($4,4 \cdot 10^{-3}\%$).

4. Пириты конкреций глинисто-песчанниковой толщи юры характеризуются высокой частотой нахождения примеси селена в близких концентрациях ($1 \cdot 10^{-3}\%$) с рудным пиритом. В отношении же содержания теллура, конкреции пирита характеризуются низкой частотой нахождения, чем и отличаются от рудного пирита.

5. Во всех трех сульфидах отсутствуют какие-либо признаки коррелированности между селеном и теллуrom, что согласуется с существующими литературными данными по этому вопросу в сульфидах соответствующих типов месторождений.

6. По характеру распределения селена и теллура пирит и пирротин в некоторой степени отличаются от халькопирита. Для первых двух сульфидов при сравнительно неравномерном распределении селена, теллур выявляет довольно высокую степень равномерности. В халькопиритах же степень неравномерности распределения обоих элементов (в особенности теллура) намного более высокая, чем в пиритах и пирротинах.

7. В медно-пирротиновых рудопрооявлениях Кахетии отсутствуют резко обогащенные или обедненные примесью селена и

11/ Как уже отмечалось, литературные данные по этому вопросу исключительно скудны; поэтому сопоставление удалось только по месторождениям Маук (Урал), Кизыл-Дере (Дагестан) и по некоторым месторождениям Грузии.

теллура (на порядок или больше) рудопроявления.

8. В исследованных пиритах содержание никеля ($1,7 \cdot 10^{-2}\%$) почти на один порядок превышает концентрации кобальта ($3,6 \cdot 10^{-3}\%$), в пирротинах наблюдается двукратное обогащение их кобальтом ($2,8 \cdot 10^{-2}\%$) по сравнению с никелем ($1,2 \cdot 10^{-2}\%$) а в халькопиритах примесь кобальта ($1,7 \cdot 10^{-2}\%$) на порядок превосходит количество никеля ($4,8 \cdot 10^{-3}\%$). Следовательно, из трех сульфидов наиболее богатыми кобальтом являются пирротины, а никелем – пириты и пирротины. Все три минерала-носителя характеризуются исключительно высокой степенью частоты нахождения примеси кобальта и никеля.

По характеру распределения примеси кобальта и никеля большое сходство выявляют пириты и пирротины при сравнительно равномерном распределении никеля, кобальт распределен неравномерно. В отличие от этих сульфидов в халькопиритах оба элемента распределены более равномерно.

10. Анализ фактического материала по распределению структурной примеси кобальта и никеля в сульфидах позволяет заключить, что в локализации примеси в минерале не менее существенная роль принадлежит физико-химическим условиям процесса минералообразования, чем кристаллохимическим параметрам.

11. Сопоставление наших данных по содержанию кобальта и никеля в пиритах и пирротинах с литературными позволяет считать, что в отношении примеси кобальта и никеля они обыкновенные – не аномальные. Литературные данные в отношении кобальто-никеленосности халькопиритов исключительно скудны, однако некоторые произведенные сопоставления позволяют отнести кахетинские халькопириты к богатым этими примесями рудам.

12. Во всех трех сульфидах не наблюдается какой-либо коррелированности в содержании кобальта и никеля. Однако вывод этот подлежит проверке, так как часть примеси обоих элементов обусловлена наличием собственных кобальт-никелевых минералов.

13. В медно-пирротиновых рудопроявлениях Кахетии отсутствуют резко обогащенные или обедненные примесью кобальта и никеля проявления.

14. Висмутоносность медно-пирротиновых руд Кахетии значительна, однако частота нахождения примеси висмута средняя. Наиболее высокие концентрации ($2,1 \cdot 10^{-3}\%$) характерны для пиритов, а наибольшая частота нахождения примеси висмута характерна для халькопирита. Висмут во всех трех сульфидах распределен равномерно.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МЕДНО-ПИРРОТИНОВЫХ ОРУДЕНЕНИЙ

На данном этапе знаний представления, существовавшие в пятидесятых годах, нельзя считать удовлетворительными. Кроме того, к настоящему времени накопились и минералого-геохимические данные, играющие определенную роль в решении вопроса генезиса рассматриваемых оруденений.

Начнем с рассмотрения возраста медно-пирротиновых оруденений Кахетии, но без данных о рудопроявлении западной части рудного пояса обсуждение полным не будет. Поэтому формулируем те основные геологические данные, которые имеют существенное значение при определении возраста по всему рудному поясу в целом.

По всему поясу развития медно-пирротиновых оруденений они приурочены только к терригенным образованиям нижней юры и не известны в более молодых отложениях.

Пространственное размещение медно-пирротиновых оруденений по всему южному склону контролируется разрывными нарушениями общекавказской ориентации. В сравнительно ограниченном количестве случаев наблюдается контроль в пространственном размещении оруденений диабазовыми, диабаз-порфириновыми и габбро-диабазовыми телами (часть которых относится к пластовым образованиям).

Именно последнее обстоятельство послужило аргументом для предположения генетической (парагенетической) связи медно-пирротиновых оруденений с диабазами, что при учете среднеюрского возраста последних, предопределяет и их среднеюрский возраст (Твалчрелидзе, 1961). Однако собранный в дальнейшем фактический материал заставил критически подойти к представлениям И.Р. Кахадзе (1947) и Г.А. Твалчрелидзе.

Степень метаморфизма руд при определении возраста медно-пирротинового оруденения не может играть существенной роли, т.к. в различных участках пояса метаморфизм совершенно разного характера и обусловлен он, по всей вероятности, локальными (индивидуальными) геолого-тектоническими особенностями различных участков рудного пояса. Так, например, в пользу юрского (нижне-среднеюрского) возраста медно-пирротиновых оруденений говорит сильный метаморфизм руды в пределах Гонского рудного узла (рудопроявления Мэиури и Чхорнали), где пирротины, по данным Т.В. Иваницкого, перекристаллизованы в граю- и лепидогранобластические агрегаты, а пирит интенсивно катаклазирован.

С другой стороны, руды Кахетии совершенно лишены приз-

наков метаморфизма и выявляют кайнотипный облик с первичными соотношениями между рудослагающими минералами. Отсутствием или редко проявленным слабым метаморфизмом характеризуются медно-пирротиновые руды Абхазии и Сванети.

Соотношение с вмещающими песчано-сланцевыми отложениями по всему рудному поясу (включая и Кахетию) довольно выдержанно: рудные тела (рудоносные зоны с вкрапленно-прожилковой минерализацией и линзообразно-жилообразные тела) залегают как согласно, так и не менее редко занимают секущее положение. В обоих случаях, как уже отмечалось, рудные тела приурочены к тектоническим зонам смятия и брекчирования. По этому признаку, с учетом наличия слабой минерализации как в лежачем, так и висячем боку рудных тел, оруденение должно быть отнесено к эпигенетическому типу, и, следовательно, исключается возможность их отнесения к генетическому типу месторождений Филизчай и Катех в понимании В.И. Смирнова (1967).

Самого серьезного внимания заслуживают новые данные о наличии медно-пирротиновой минерализации в тектонической брекчии по южной зоне смятия, ограничивающей Ацгарский тектонический клин палеозойских гранитоидов, зажатых в глинистых сланцах нижней юры (устное сообщение О. Дудаури, Д. Шенгелия и др.). Постюрский, видимо, третичный возраст этой тектонической структуры, генетически связанной с зоной Главного надвига, расположенного в 1,5 км севернее клина, не вызывает сомнения.

Не менее важно и наличие пирит-пирротин-халькопиритовых тонких жилок в трещинах кливажа глинистых сланцев юры на некоторых рудопроявлениях Кахетии (устное сообщение Г.Н. Махвиладзе).

Этот факт также с очевидностью указывает на постскладчатый возраст медно-пирротиновой минерализации.

Таким образом, не ставя под сомнение отмеченные геологические факты, естественно, что логически правильнее будет предположить постюрский (третичный) возраст медно-пирротинового пояса Южного склона складчатой системы Большого Кавказа. Однако, определение изотопного состава сульфидной серы пиритов Абхазских оруденений указывает на некоторую долю более древнего — юрского рудного вещества в сложении руд медно-пирротиновых оруденений.

Исследование изотопного состава серы сульфидов кахетинских рудопроявлений не выявило аномальных особенностей в изотопных соотношениях сульфидной серы и показало в общем близкие значения δS^{34} этих оруденений со стандартом. Иные результаты получены на материале абхазских оруденений. Сульфид-

фиды этих оруденений показывают значительное утяжеление сульфидной серы, а пириты выявляют значительный разброс значения δS^{34} (от +1,8‰ до +9‰). В связи с этим фактом, пристального внимания заслуживает наличие на участке Башкакара (устное сообщение З.В. Отхмезури и В.Н. Буадзе, Ш.А. Адамия) в пределах оруденелых тектонических зон смятия довольно крупных обломков и голышей массивных серноколчеданных руд, сложенных пиритом совершенно иного облика, чем пириты медно-пирротиновых руд. Предполагается, что серноколчеданная руда (обломки и голыши) сингенетична нижнеюрской толще и заташена в зоны смятия с более нижних горизонтов. Этот геологический факт и его интерпретация, наряду с большой дисперсией δS^{34} пиритов, наводит на мысль, что в процессе рудообразования происходило наложение медно-пирротиновой минерализации на осадочную серноколчеданную или же переотложение осадочного пирита, вещество которого отлагалось совместно с гидротермальным пиритом, что и повлекло аномальный разброс δS^{34} пиритов.

Вопрос о связи медно-пирротиновых оруденений с магматизмом намного меньше разработан из-за отсутствия более или менее надежных геологических или геохимических данных. Существующие в настоящее время представления по данному вопросу малоубедительны. Не останавливаясь на уже кратко рассмотренном взгляде Г.А. Твалчрелидзе, укажем, что Г.И. Харашвили (1949) медно-пирротиновые оруденения генетически связывает с нескрытой эрозией гранитоидными породами.

Проблема связи оруденений с магматизмом является частным вопросом проблемы источника рудного вещества. Особенно остро дискутируется вопрос связи с магматизмом колчеданных и подобных им руд, локализованных в осадочных толщах, где отсутствие или слабое проявление магматических образований исключительно затрудняет определение источника рудного вещества в аспекте связи с магматизмом. Именно к категории таких образований относятся медно-пирротиновые оруденения Кахетии (и всего рудного пояса Южного склона), которые, как это указывалось, пространственно локализованы в терригенной геосинклинальной толще южного склона Складчатой системы Большого Кавказа (в этом отношении рассматриваемые оруденения не менее сложны чем телетермальные месторождения).

Данные, которыми мы располагаем, также ограничены и не позволяют прийти к однозначному выводу. К настоящему времени можно считать установленным ряд положений, существенных для определения генетической связи оруденения с магматизмом.

В некоторых районах развития медно-пирротиновых оруденений иногда наблюдается пространственная связь рудных тел с диабазовыми породами (Абхазия и Сванетия).

В пределах Гонского рудного узла наблюдается пространственная связь медно-пирротинового оруденения с альбитофирами (единственный случай по всему рудному поясу в пределах Грузии).

Пространственная связь с диабазовыми породами, в свете новых данных, в отношении постюрского возраста оруденений медно-пирротинового пояса, не представляет интереса, т.к. диабазы юрские образования. Напомним, что Г.С. Дзоценидзе (1948) диабазы и порфириды, образующие два довольно выдержанных пояса южнее и севернее осевой линии антиклинория Главного хребта, связывает с эффузивным магматизмом байосского века.

Для решения вопроса генетической связи оруденения с магматизмом второй пример пространственной ассоциации оруденения с альбитофирами не имеет значения. Во-первых, это единственный случай, а во-вторых, по минеральному составу и комплексу микроэлементов медно-пирротиновые оруденения не могут быть рассмотрены как производные родоначальной для альбитофиров магмы.

По изотопному соотношению сульфидной серы рассматриваемые оруденения, видимо, относятся к эндогенным образованиям.

Если в отношении источника рудных элементов, по результатам изотопных соотношений сульфидной серы, имеются вполне обоснованные элементы сомнения, то в отношении ювенильной природы серы сомнений нет.

Следовательно, можно считать, что геохимические данные подтверждают геологические о принадлежности медно-пирротиновых оруденений к магматогенно-гидротермальным месторождениям.

Считаем нужным коснуться источника рудного вещества в свете коровой или подкоровой его природы. Для решения этого вопроса в некоторой степени могут помочь изотопные соотношения сульфидной серы. Так, например, для месторождений мантийного происхождения (медно-никелевые ликвационные месторождения), связанных с активностью базальтоидных магм, по данным А.П. Виноградова и Л.Н. Гриненко (1966), значение δS^{34} варьирует в пределах от $-2,6\%$ до $+2,4\%$ (Содберн, Стиллуотер, Инсизва, Печенга, Аллареченское), т.е. отклонение от стандартного значения δS^{34} такое же, как и в основных породах. В этом отношении показательны значения δS^{34} кахетинских рудодоявлений, в которых разброс δS^{34} происходит примерно в этих же пределах (от $+2,5\%$ до $-2,5\%$). Поэтому можно высказаться в пользу генетической связи медно-пирротиновых оруденений с активностью основной магмы. К такому же предположению приводит нас и типоморфизм микроэлементов, характерных

для этих руд. Однако следует указать, что, по данным К. фон Гелена (1971), изотопные соотношения сульфидной серы не могут быть использованы однозначно, т.к. изотопные отношения месторождений мантийного происхождения могут быть такими же как корового.

Наконец следует указать, что генетические особенности медно-пирротиновых оруденений Кахетии значительно осложняются проявлением более поздней наложенной (участками) свинцово-цинковой минерализацией. По всей вероятности, эта минерализация, хорошо проявленная северо-западнее в Тушетии, значительно отстает во времени от собственно пирротин-пирит-халькопиритовой и не парагенетична с ней. Особенно ясно такая картина наблюдается на северном склоне в пределах Хнов-Борчинского рудного узла, где довольно широко развиты аналогичные медно-пирротиновым оруденениям Южного склона (в частности, кахетинским рудопроявлениям) медно-пирротиновые рудопроявления (Буадзе, Иваницкий, Джанджгава, Абашидзе, 1972).

Выводы

1. Возраст медно-пирротинового пояса Южного склона Складчатой системы Большого Кавказа, а в частности рудопроявлений Кахетии, по всей вероятности, постюрский (третичный).
2. Генетически медно-пирротиновые оруденения, видимо, связаны с активностью базальтоидной магмы. Это обуславливает значительное их сходство с колчеданными месторождениями в отношении минерального состава и микроэлементов.
3. В сланцевых терригенных образованиях Складчатой системы Большого Кавказа можно предположить наличие двух разновозрастных формаций, связанных с активностью базальтоидного магматизма. Первая из них представлена юрскими, в большинстве случаев конкордантными часто крупными колчеданными месторождениями (Филизчай, Кизыл-Дере), а вторая — эпигенетическими мелкими рудопроявлениями пирит-пирротин-халькопиритовых руд (рудопроявления т.н. медно-пирротинового пояса), включая сюда и месторождение Кацдаг.
4. Медно-пирротиновые оруденения, по-видимому, являются гетерогенными образованиями, т.к. наряду с основной пирротин-пирит-халькопиритовой минерализацией постюрского возраста содержат юрскую реликтовую и участками более позднюю галенит-сфалеритовую минерализацию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные минералого-геохимические исследования с использованием современных методов идентификации минералов, анализа элементного состава сульфидов, установления изотопных соотношений сульфидной серы и в некоторой степени применение геотермометрии позволили на современном научном уровне осветить минералогию и некоторые вопросы геохимии пирротин-халькопирит-пиритовых руд главнейших медно-пирротиновых рудопоявлений Кахетии. Полученная информация в значительной степени восполняет существующий пробел в изученности этого интересного типа сульфидной минерализации Грузии. Результаты исследования в первую очередь интересны с научной точки зрения. Кроме того они, учитывая в первую очередь эпигенетический, видимо, третичный возраст данного типа сульфидной минерализации, дают основание подойти к планированию поисковых работ с других позиций. Наряду с этим, результаты исследования не исключают возможности наличия в данной рудной области и серноколчеданной минерализации типа Кизыл-Дере или Филизчай.

Авторы использовали все свои возможности в исследовании минералогии и некоторых сторон геохимии пирротин-халькопирит-пиритовых руд Кахетии. Однако считают нужным обратить внимание читателя на те упущения, которые, по независящим от авторов причинам, имели место и в дальнейшем должны быть исправлены. В первую очередь, на основании применения микроаналитических методов доопределить ряд микроскопически диагностических минералов и уточнить полный минеральный состав руды; уточнить характер распределения примесных элементов в главнейших сульфидах; установить оптимальные условия фазовых равновесий в минеральных парагенезисах; значительно доисследовать вопросы изотопии в рудах и геотермометрию. Совершенно ясно, что каждое из названных направлений может послужить темой для самостоятельной работы.

Нельзя не коснуться перспектив пирротин-халькопирит-пиритового типа минерализации в пределах Кахетии.

Те объекты, которые нам известны, практически лишены интереса. Однако довольно значительный момент в оценке перспектив-некоторая возможность наличия в данной рудной области скрытого серноколчеданного оруденения нижнеюрского возраста (типа Кизыл-Дере, Филизчай). Не исключена возможность обнаружения практически ценных эпигенетических (третичных) оруденений пирротин-халькопирит-пиритового типа (тип Кацдаг, Хнова 1), незначительные по размерам проявления которых здесь широко развиты.

Поисковые критерии на этот тип оруденений вытекают из геологических особенностей их локализации.

При крупномасштабном геологическом картировании наиболее перспективных по данным геологической съемки (аномалии естественного электрического поля и магнитного поля) площадей, в первую очередь необходимо детализировать трещинные структуры. Нам кажется, в настоящее время наиболее эффективным методом, направляющим геолого-поисковые работы в Кахетии, должна явиться геофизика.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, нов. сер., вып. 16, "Мецниереба", Тбилиси, 1968.
- Алиев М.М. Геологический очерк области Южного склона Главного Кавказского хребта Лагодехи-Ахалсопели. Тбилиси, 1938.
- Асатиани Н.Л., Каросанидзе О.А. Сульфидные конкреции в глинистых сланцах Заалазанской Кахетии (Южный склон Большого Кавказа). Тр. Кавказского института минер. сырья (КИМС), вып. IX (II), 1971.
- Бадалов С.Т., Моисеева М.И. К геохимии важнейших рудообразующих элементов Кураминского хребта. В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. "Фан", Ташкент, 1966.
- Бартон П.Б., Скиннер Б.Дж. Устойчивость сульфидных минералов. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. "Мир", М., 1970.
- Блюм И.А. и др. Методические материалы для лабораторий геологических управлений и экспедиций. Бюллетень, ВИМСа, № 8 (184), 1958.
- Буадзе В.И., Иваницкий Т.В., Джанджгава М.И., Абашидзе Ж.Н. Колчеданное месторождение Кизыл-Дере (Дагестанская АССР) и некоторые вопросы его генезиса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1972.
- Варданянц Л.А. Интрузивы Северной Кахетии. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, № 2-3, 1940.
- Вассоевич Н.Б. Геологические исследования в районе Сабунинского месторождения кровельных сланцев. (Левобережье Алазани, Кахетия). Тр. неф. геол.-развед. ин-та, сер. А, вып. 20, 1932.

- Виноградов А.П., Чупахин М.С., Гриненко В.А. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов. "Геохимия", № 3, 1957.
- Виноградов А.П., Гриненко В.А., Гриненко Л.Н., Заири Н.М. Источники серы и некоторые вопросы формирования сульфидных залежей колчеданного типа в осадочных толщах. "Геохимия", № 10, 1971.
- Воробьева М.С., Синдеева Н.Д. Редкие элементы в серно- и медноколчеданных месторождениях Среднего Урала. В кн.: Формы нахождения и особенности распределения редких элементов в некоторых типах гидротермальных месторождений, "Наука", М., 1967.
- Габуния К.В. Медь. В кн.: Минеральные ресурсы ССР Грузии. "Техника да шрома", Тбилиси, 1933.
- Гамкрелидзе П.Д. Тектоника. В кн.: Геология СССР., т. X. Грузинская ССР, ч. 1. Изд-во "Недра", М., 1964.
- Гармаш А.А., Курбанова Н.З. Селен и теллур в рудах Золотушинского месторождения. Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1963.
- Генкин А.Д. Унаследование двойникового срастания минералов при замещении. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, сер. 2, ч. 83, вып. 2, 1954.
- Фон Гелен К. Потенциальные критерии для установления различий между рудами, имеющими внутрикоровый и подкоровый источник. В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. "Мир", М., 1971.
- Гриненко Л.Н., Гриненко В.А. Закономерности распределения изотопов серы и их использование в геохимических исследованиях. "Геохимия", № 5, 1967.
- Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Загржевская Г.Д., Столяров Ю.М. Изотопный состав серы сульфидов колчеданных месторождений Левихи в свя-

зи с вопросами их генезиса. Геол. рудн. месторождений, № 3, 1969.

- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минер. АН ГССР. Монографии, № 1, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г.С. К вопросу о возрасте чиухских диабазов. Сообщ. АН ГССР, т. 1У, № 1, 1943.
- Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковск. ун-та, 1950.
- Заири Н.М. Закономерности вариаций изотопного состава серы сульфидов и некоторые вопросы формирования колчеданных залежей Белокано-Закатальского рудного района (Южный склон Большого Кавказа). Автореферат диссертационной работы, 1972.
- Заридзе Г.М. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. Изд-во "Техника да шрома", Тбилиси, 1947.
- Зарьян Р.Н. Селен и теллур. В кн.: Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
- Иванов В.В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. "Недра", М., 1966.
- Иваницкий Т.В. К вопросу замещения минералов. Мин. сборник Львовского геол. об-ва, № 9, 1955.
- Иваницкий Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Изд-во АН ГССР, Тбилиси, 1963.
- Исаев Б.М. Роль тектоники в локализации колчеданного оруденения Белокано-Шекинской металлогенической провинции. Автореферат диссерт. на соискан. учен. степени канд. геол.-мин. наук, Баку, 1972.

- Йенсен М.Л. Изотопы серы и проблемы минерогенеза. Сб.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. "Мир", М., 1970.
- Калюжный В.А. Исследование минералообразующих сред по включениям в минералах. МГК Карпато-Балканской ассоциации. Материалы комиссии минер. и геохим., № 1, 1961.
- Калюжный В.А. Методы и результаты геобарометрии по газо-жидким включениям. Сб.: Минералогическая термометрия и барометрия. "Наука", 1965.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. III, (УШ), Тбилиси, 1947.
- Козеренко С.В. Фазовые соотношения и состав сульфидов железа. Автореферат канд. диссертации, М., 1972.
- Костов И. Минералогия. "Мир", М., 1971.
- Краткий справочник по геохимии. "Недра", М., 1970.
- Крестников В.Н. К стратиграфии сланцевой юры Восточного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1944.
- Куллеруд Г. Обзор и оценка современных исследований сульфидных систем, имеющих геологическое значение. Сб.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 3, "Мир", 1966.
- Лесняк В.Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Изд-во Львовского ун-та, 1964.
- Мак-Кинстри Х.Э. Минеральные ассоциации в сульфидных рудах системы $Cu-Fe-S-O$. В сб.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 1. ИЛ, 1960.
- Малышев Б.Н. Типы метасоматических замещений (реакций) при гидротермальном изменении вмещающих пород. В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. "Наука", М., 1971.

- Орбеладзе В.Н. Медь. В кн.: Природные ресурсы Грузинской ССР. т. 1, Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Пиджян Г.О. Висмут. В кн.: Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, М., 1962.
- Реддер Э. Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. "Мир", М., 1970.
- Родионов Д.А. Особенности распределения среднего арифметического в условиях асимметричных распределений содержаний. "Геохимия", № 7, 1962.
- Сагателян Э.А. Особенности формирования руд колчеданной формации Армении. Автореферат на соискан. учен. степени доктора геол.-мин. наук., Тбилиси, 1973.
- Синдеева Н.Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. Изд-во АН СССР, М., 1969.
- Система минералогии, т. 1, 2-й полутом. Изд-во ИЛ, М., 1950.
- Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. ДАН СССР, 177, № 1, 1967.
- Смит Ф.Г. Физическая геохимия. Перевод с английского под редакцией акад. В.И. Смирнова, "Недра", М., 1968.
- Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная минерализация Грузии. Госгеолтехиздат., М., 1961.
- Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И., Кавиладзе М.М. Об источнике металлов и серы в некоторых сульфидных месторождениях. Очерки современной геохимии и аналитич. химии. "Наука", М., 1972.

- Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений. Сб.: Минеральные месторождения. Док. сов. геол. на XXIU сессии МГК. "Наука", М., 1972.
- Топчишвили М.В. К стратиграфии верхней части песчано-сланцевой свиты Заалазанской Кахети. Изв. Геол. об-ва Грузии. т. У1, вып. 1, 2, 1969.
- Топчишвили М.В. К стратиграфии сторской свиты. Сообщ. АН СССР, 63, № 1, 1971.
- Файнберг С.Ю. Анализ руд цветных металлов. ГОНТИ, М., 1963.
- Харашвили Г.И. Минералогия Заалазанского рудного пояса. Автореферат кандидатск. диссертации, Тбилиси, 1949.
- Харашвили Г.И. Изверженные породы Заалазанской Кахетии. В сб.: Тр. Ин-та геол. и минер. АН СССР, 1951.
- Харашвили Г.И. Медно-пирротиновая рудная формация Главного хребта Большого Кавказа. К XXII сессии МГК. Вопрос геол. Грузии. "Мецниереба", Тбилиси, 1964.
- Хитаров Д.Н. Изучение состава и других особенностей газозо-жидких включений в минералах на современном этапе. "Наука", М., 1965.
- Цамбел Б., Ялковский И. Геохимия никеля и кобальта в пирротинах различных генетических типов. В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. Изд-во "Мир", М., 1971.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы. Гос. науч. техиздат, 1962.
- Эдилашвили В.Я., Бакрадзе И.В., Авалишвили П.И., Гогиберидзе В.В. К вопросу геологии и перспективности колчеданного оруденения Заалазанской Кахетии. Тр. КИМС, вып. 7 (9), 1968.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
История изучения медно-пирротиновых рудопрояв- лений	6
КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕД- НО-ПИРРОТИНОВОГО ПОЯСА В ПРЕДЕЛАХ КАХЕТИИ . .	9
СТРУКТУРА, МОРФОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ	16
ТЕКСТУРНЫЕ ТИПЫ РУД	22
МИНЕРАЛОГИЯ РУД	25
Рудные минералы	25
Нерудные минералы	49
Супергенные минералы	53
Парагенетические ассоциации рудослагающих минералов	53
К минералогии конкреций пиритов из толщи лейаса	57
ИССЛЕДОВАНИЕ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛОВ	58
О ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ СУЛЬФИДНОЙ СЕРЫ	62
ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ СУЛЬФИДОВ	67
Общие замечания	67
Селен и теллур	68
Кобальт и никель	89
Висмут	98
Кадмий	101
Таллий, индий, галлий	101
Некоторые выводы	101
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МЕДНО-ПИРРОТИ- НОВЫХ ОРУДЕНЕНИЙ	105
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	110
ЛИТЕРАТУРА	112

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

Редактор издательства Т.П. Бокучава
Техредактор Э.Б. Бокерия

Сдано в набор 22.5.1975; Подписано к печати 28.11.1975; Формат
маги 70x108¹/₁₆; Бумага офс.; Печатных л. 10.50; Уч.-издат. л. 6.50;

УЭ 01123;

Тираж 600;

Заказ 1868;

Цена 65 коп.

Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

Типография АН Груз. ССР. Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

Тенгиз Вахтангович Иваницкий, Эрико Иванович Кахадзе, Маргарита Ивановна Джанджгава, Жужуна Николаевна Абашидзе, Тамара Давыдовна Багратишвили

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА
МЕДНО-ПИРРОТИНОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ
КАХЕТИИ

Цена 65 коп.