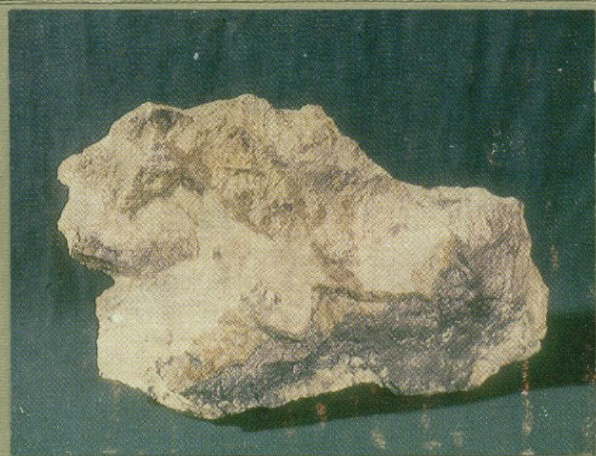


А. И. КАРАПЕТЯН

ЭНДОГЕННЫЕ
РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ
ПАМБАК-ЗАНГЕЗУРСКОЙ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
МАЛОГО КAVKAЗА



СЕРЕДИН

Сопровождаю
с пожеланиями
здоровья и счастья
вашего.
14.07.86г.
И.И.Коробов



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ
ՓԱՄԲԱԿ-ԶԱՆԳԵԶՈՒՐՅԱՆ
ՄԵՏԱՂԱԾՆԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ
ՆԵՐԾԻՆ ՀԱՆՔԱՅԻՆ
ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. И. КАРАПЕТЯН

ЭНДОГЕННЫЕ
РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ
ПАМБАК-ЗАНГЕЗУРСКОЙ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
МАЛОГО КАВКАЗА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1982

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР*

Ответственный редактор—доктор геол.-мин. наук Г. О. ПИДЖЯН

*Книгу рекомендовали к печати рецензенты:
академик АН Грузинской ССР Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДZE
и чл.-корр. АН Армянской ССР А. Т. АСЛАНЯН*

Карапетян А. И.

К 213 Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа /Отв. ред. Г. О. Пиджян.—Ер.: Изд-во АН АрмССР, 1982.—348с, ил.

Книга посвящена формационному анализу руд, который, будучи основанным на всестороннем изучении эндогенных месторождений и рудопроявлений, является научной основой прогнозной оценки территорий в отношении рудоносности. На примере месторождений Памбак-Зангезурской зоны Малого Кавказа и прилегающих частей Центрального Средиземноморья обосновывается плодотворность и прогрессивность формационного анализа для выявления закономерностей образования и размещения месторождений, определения критериев отличия рудоносных и безрудных территорий.

Предусмотрена для геологов, минералогов, геохимиков, металлогенистов и других специалистов, занимающихся изучением эндогенных рудных месторождений.

К $\frac{1904050000}{703(02)}-82$ 91—82

ББК 26 · 325
553

Ашот Илоевич Карапетян

**Эндогенные рудные формации
Памбак-Зангезурской металлогенической зоны
Малого Кавказа**

Редактор издательства И. Г. АПКАРЯН

Худ. редактор Г. Н. ГОРЦАКАЛЯН

Тех. редактор Л. К. АРУТЮНЯН

Корректор А. М. СТЕПАНЯН

ИБ № 691

Сдано в набор 12.XII.1981 г. Подписано к печати 16.IX.1982 г. ВФ 04681.

Формат 60×84^{1/16}. Бумага № 1. Шрифт «Литературный». Высокая печать.
Печ. л. 22,0. Усл. печ. л. 20,46. Учетно-изд. л. 21,64. Тираж 1000. Зак. № 507.

Изд. № 5739. Цена 3 р. 50 к.

Издательство АН Арм. ССР, 375019, Ереван, ул. Барекамутян, 24-г.

Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г. Эчмиадзин

Введение

Памбак-Зангезурская металлогеническая зона Малого Кавказа относится к числу важнейших в отношении рудоносности территорий Советского Союза. На этой, уникальной по разнообразию состава и генезиса руд, территории порядка около 10 тыс. кв. км имеется ряд промышленных месторождений *Cu*, *Mo*, *Fe*, *Au*, *Al*, *Ti*, перспективные месторождения *Pb*, *Zn*, *Sb*, множество самых различных по составу, условиям образования и возрасту эндогенных рудопроявлений, которые приурочены к концам и центральной части зоны. Остальные территории, расположенные между этими рудными районами, общей площадью свыше 5 тыс. кв. км, почти полностью покрыты четвертичными лавами и остаются неизученными в отношении рудоносности. Научно обоснованная прогнозная оценка этих так называемых закрытых территорий относится к числу сложнейших, но очень актуальных научных проблем, стоящих перед геологической службой республики. Решение ее может иметь важное народнохозяйственное значение и непосредственно связано с выяснением закономерностей образования и размещения полезных ископаемых в пределах всей Памбак-Зангезурской зоны и прилегающих частей Центрального Средиземноморья. Оно является частью одной из важнейших задач, поставленных XXVI съездом КПСС и требует комплексных геологоструктурных, геофизических и, в особенности, минералогическо-геохимических исследований руд всех эндогенных месторождений и рудопроявлений зоны. Результаты этих исследований необходимы также, с одной стороны, для решения ряда актуальных практических задач по определению дальнейших направлений геологоразведочных работ в пределах известных месторождений, более полного (комплексного) использования руд, с другой—для усовершенствования теории рудообразования.

С целью решения отмеченных задач, автор настоящей работы в течение более двадцати лет проводил детальные минералогическо-геохимические и геологические исследования в пределах Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны и прилегающих частей Малого Кавказа. Основной целью проведенных исследований явилось выявление закономерностей образования и раз-

мещения эндогенных руд в пределах южной части Малого Кавказа и научно-обоснованная прогнозная оценка всей территории зоны и его отдельных частей в отношении рудоносности с выделением наиболее перспективных участков для промышленных концентраций руд. Для достижения поставленной цели необходимо было решить ряд научных и научно-методических задач. К таковым в работе отнесены:

- определение геохимических особенностей руд путем дифференциального изучения вещественного состава различных минеральных образований, форм нахождения, степени концентрации с выяснением условий образования повышенных концентраций каждого из слагающих руды элементов;

- определение генетических особенностей, развитых в пределах зоны эндогенных рудных месторождений и рудопроявлений;

- систематизация и иерархизация месторождений, рудных полей, районов и других рудоносных площадей зоны;

- формационная классификация всех месторождений с выделением надформационных категорий—генетических и возрастных групп, рядов и серий рудных формаций;

- выявление закономерностей образования и размещения месторождений и рудопроявлений каждой из выделенных рудных формаций, их генетических групп, рядов и серий в пределах зоны и ее отдельных частей с установлением времени и места их образования в общей истории геологического развития и становления магматических комплексов;

- определение влияния различных геологических факторов на вещественный состав руд, интенсивность, масштаб, вертикальный столб и другие особенности оруденения.

Основой предлагаемой работы являются материалы, собранные автором в период с 1958 по 1978 гг. В полевых условиях производилась: документация наиболее важных и интересных взаимоотношений рудных тел, жильных и вмещающих пород; геологическая съемка отдельных участков рудных полей и месторождений; минералогическое и геохимическое опробование рудных тел, рудоносных зон, околорудно измененных пород. В камеральный период производилось: детальное микроскопическое изучение большого числа (несколько тысяч) полированных и прозрачных шлифов с определением физических и оптических свойств рудных минералов; спектральный (полуколичественный, количественный), химический, пробирный, ионоактивационный, радиологический, рентгеноструктурный, микрорентгеноспектральный, лазерно-микроспектральный анализы многих мономинеральных и обогащенных определенными минералами проб.

На основании полученных данных рассматриваются вопросы формационной классификации руд, предложено новое определение понятия «рудная формация», и в соответствии с этим изученные руды классифицированы на формационной основе, а рудные формации систематизированы по типам с выделением простых и сложных по составу, типоморфных и конвергентных по условиям образования, которые в целом объединены в шести генетических группах, выделены надформационные таксономические единицы (серии и комплексы рудных формаций), определены основные рудоконтролирующие факторы и закономерности размещения каждой рудной формации, установлено место и время образования их в истории геологического развития зоны. Изученная территория подразделена на в различной степени оруденелые участки с выделением различных типов рудных районов, составлена карта прогноза оруденения различных частей зоны, дана прогнозная оценка их в отношении рудоносности, определены наиболее перспективные участки с указанием формационной принадлежности ожидаемого оруденения.

В процессе исследований и написания настоящей монографии автор пользовался консультациями и советами академика АН АрмССР И. Г. Магакьяна, чл.-корр. АН АрмССР А. Т. Асланяна, доктора геол.-мин. наук Г. О. Пиджяна, чл.-корр. АН СССР Л. Н. Овчинникова, академика АН ГССР Г. А. Твалчрелидзе, докторов геол.-мин. наук Ш. О. Амиряна, В. В. Иванова и др., которым выражает благодарность. Автор отмечает поддержку, оказанную руководством и геологами производственных геологических организаций республики: Э. Х. Гуляном, Л. Г. Тер-Абрамяном, В. А. Погосьяном и другими.

I. Основные черты тектонического строения и этапы геологического развития

Памбак-Зангезурская структурно-металлогеническая зона Малого Кавказа шириной 25—40 км протягивается в общекавказском направлении 250—270 км от Памбакского и Цахкуняцкого хребтов на северо-западе до Зангезурского и Мегринского хребтов на юго-востоке (рис. 1). В геотектоническом отношении

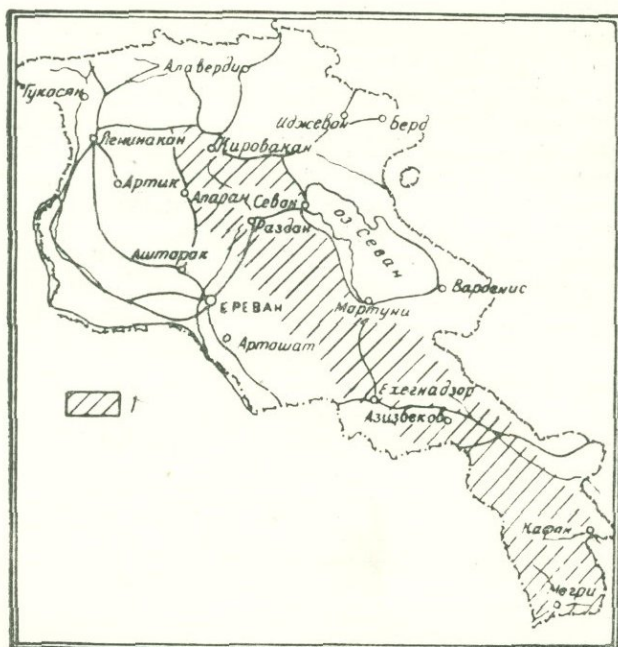


Рис. 1. Памбак-Зангезурская структурно-металлогеническая зона Малого Кавказа (заштриховано)

она является частью складчатой зоны Армении (Паффенгольц, 1947, 1959, 1970), одной из внутренних зон сложнопостроенного мегантиклинория Малого Кавказа (рис. 2). Согласно схеме геотектонического районирования Малого Кавказа, предложенной А. Т. Асланяном (1958, 1970), рассматриваемую зону составляют Мисхано-Зангезурская и отчасти Еревано-Ордубадская геоантиклинали (рис. 3). Еще более сложным представляется строение зоны на геотектонической схеме А. А. Габриеляна (1974). Им в пределах зоны выделяются Анкаван-Зангезурская шовная геоантиклинальная зона, параллельно которой с северо-востока и юго-запада проходят Севано-Ширакская эвгеосинклиналь и Еревано-Ордубадская миктогеосинклиналь (рис. 4).

Территория, расположенная к югу и юго-западу от этой зоны (депрессия Аракса и Араксинский оротектонический пояс), представляет собой северный край Анатолийско-Иранского среднего массива или Иранской эпибайкальской платформы и характеризуется развитием преимущественно осадочных фаций,

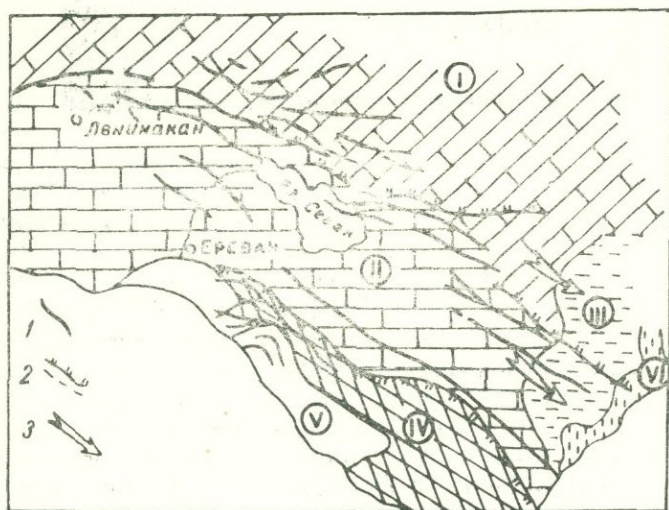


Рис. 2. Схема тектонического расчленения территории Малого Кавказа (по К. Н. Паффенгольцу): I—Сомхето-Ганджинско-Карабахская зона, II—Армянская зона, III—зона юго-восточного погружения, IV—Нахичеванская зона, V—депрессия среднего течения р. Аракс, VI—Талышская зона; 1—оси главных антиклиналей; 2—главные дизъюнктивные нарушения и падение их поверхности; 3—направление погружения зон

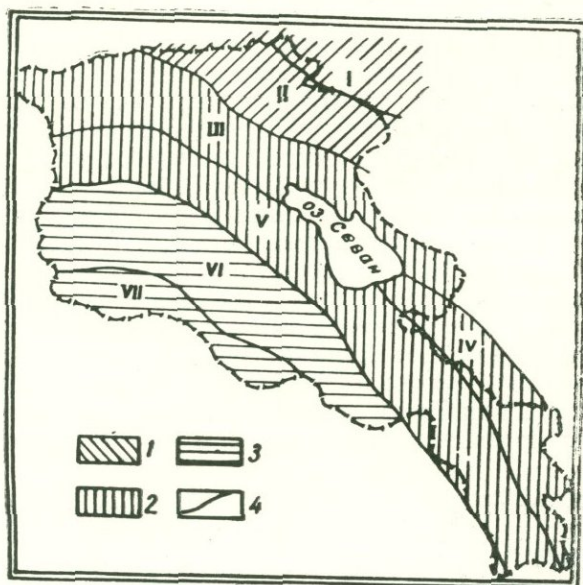


Рис. 3. Схема донеогеновой тектонической зональности Армянской ССР (по А. Т. Асланяну). Оротектонические пояса: 1—Антикавказский; 2—Севанский; 3—Араксинский; 4—граница эвгеосинклинали и миогеосинклинали. Интрагеосинклинали: I—Предмалокавказская, III—Присеванская, VI—Еревано-Ордубадская. Интрагеоантиклинали: II—Сомхето-Карабахская, V—Мисхано-Зангезурская, VII—Приараксинская, IV—Кафанская моноκлираль.

сокращенными мощностями отложений и брахиантиклинальными формами складчатых структур, что дало основание А. Т. Асланяну (1958, 1970) считать ее миогеосинκлиалью. Рассматриваемая структурно-металлогеническая зона и расположенная к северо-востоку от нее область характеризуются крайне ограниченным развитием нормально-осадочных отложений, частыми перерывами в осадконакоплении, линейной и коробчатой формами складчатых структур, широким развитием вулканогенных пород, гранитоидных интрузий и разнообразной эндогенной минерализацией.

Результаты специальных геофизических исследований (Э. Б. Аджимамудов, Ц. Г. Акопян, Ш. С. Оганисян, Ю. И. Никольский, Т. П. Сироткина, Т. А. Милай, Л. А. Татевосян, Т. П. Капралов, Е. Т. Люстрих, И. В. Кириллов, А. А. Сорский, Г. К. Твалтвадзе и др.) показывают, что различные части зоны характеризуются

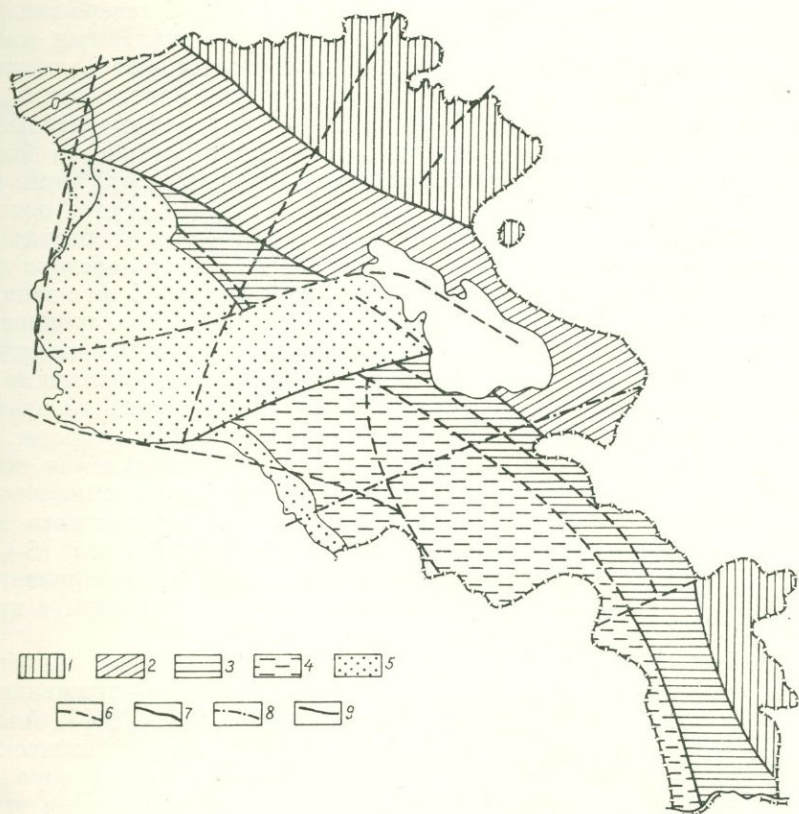


Рис. 4. Схема геотектонического районирования территории Армянской ССР (по А. А. Габриеляну): 1—Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная складчатая зона раннеальпийского (I_1) заложения на байкальском геосинклинальном основании и киммерийской складчатости; 2—Севано-Ширакская (Севано-Акеринская) эвгеосинклинальная складчатая зона раннеальпийского (I_2 —Cr) заложения на байкальском геосинклинальном основании и среднеальпийской складчатости; 3—Анкаван-Зангезурская шовная эвгеосинклинальная складчатая зона раннесреднеальпийского (I_3 — K_1) заложения на гетерогенном байкальском и герцинском основании и среднеальпийской складчатости; 4—Еревано-Ордубадская миктогеосинклинальная складчатая зона среднеальпийского (K_2) заложения на герцинском платформенном основании и псднеальпийской складчатости; 5—Среднеараксинская неогеновая межгорная впадина с герцинским и альпийским складчатым основанием. Важнейшие разломы, установленные: 6—геологическими данными; 7—геологическими и геофизическими данными; 8—геофизическими данными; 9—границы зон и подзон.

существенно различной мощностью земной коры. С северо-запада и юго-востока она разграничивается близмеридиональными зонами уступов мощности земной коры. Они соответствуют Транскавказской (от 50—52 до 40—44 км) и Хуступ-Гиратахской, или Зангезур-Далидагской (от 48—50 до 38—44 км), зонам разломов, которые в свою очередь совпадают с региональными зонами больших мощностей (20—30 км) базальтового слоя, а между ними по центральной части зоны, от оз. Севан до Нахичеванского прогиба протягивается зона малых мощностей (10—15 км) базальтового слоя (Резанов, Шевченко, 1970, 1971). С северо-востока зона ограничивается Севанской офиолитовой зоной. С юго-запада границей зоны служат фрагменты Ани-Ордубадского глубинного разлома, к которому приурочены центры вулканических извержений, минеральные источники, очаги землетрясений, разрывные и флексурные нарушения. К северо-западу разлом устанавливается на основании резкого различия разрезов по обе стороны от зоны разлома (Асланян, 1970). В целом рассматриваемая зона составляет основную часть Армянского структурно-фациального комплекса или мегаблока (Габриелян, 1974), для которого характерен сравнительно слабо развитый гранитный слой (5—15 км), в особенности для его краевых зон, что рассматривается (Меликсетян и др., 1975) как результат переработки коры в процессе тектоно-магматической активизации.

Важной особенностью глубинного строения зоны является блоковое строение ее фундамента, получившее свое отражение в строении верхних структурных этажей земной коры. А. Т. Асланян (1970) на основании обобщения результатов геофизических исследований пришел к заключению о том, что земная кора на Кавказе имеет мозаичное глыбово-зональное строение. При этом отдельные глыбы и зоны уравновешены между собой в первом приближении по изостатическому принципу Эри. Этот вывод, подтверждая точку зрения Ф. Освальда о блоковом строении Армянского нагорья, получил свое дальнейшее развитие в работах, опубликованных за последние несколько лет (Габриелян, 1974; Милановский, Короновский, 1966; Меликсетян и др., 1976; Волчанская, Джрбашян, 1971; Саркисян, 1966 и др.). Мозаично-блоковое строение фундамента (рис. 5) обусловило развитие на верхних структурных этажах земной коры целой серии разломов различных направлений и порядков. Наиболее интенсивно и отчетливо проявлены северо-западные (кавказские) и, в особенности, близмеридиональные разломы, роль которых особенно подчеркивается в работах последних лет (Константинов, 1973; Меликсетян и др., 1976). В формировании мозаично-блокового строения зоны важную роль играют также северо-восточные и близширотные разломы.

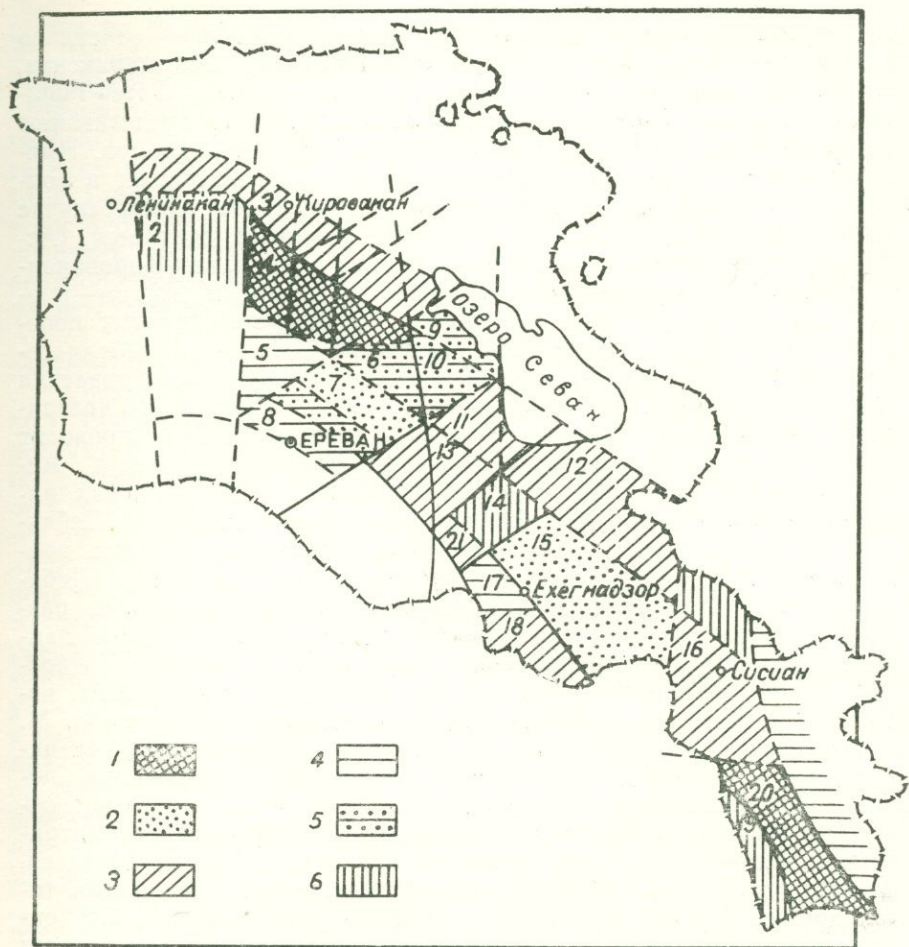


Рис. 5. Схема блокового строения и современного положения кристаллического фундамента по геолого-геофизическим данным. Абсолютные глубины залегания фундамента (в км) (по Меликсетяну, Капралову и др., 1975): 1) $1 \div 1,5 \div 2,5$; 2) $1 \div 1,5$; 3) $0,5 \div 1$; 4) $1 \div 1,5$; 5) $2 \div 2,5$; 6) $3 \div 5$ и более. Динамика блоковых движений в палеогене и неогене. Блоки эопалеозойской консолидации: 4—Цахкуняцкий, 20—Зангезурский (стабильного поднятия); 1—Базумский, 2—Спитакский, 3—Памбакский, 12—Джермукский, 13—Вединский, 16—Баргушатский, 19—Спитакский (с тенденцией воздымания); 5—Апаранский, 6—Разданский, 7—Абовянский, 8—Ереванский, 9—Севанский, 10—Гегамский, 11—Камосский (с тенденцией погружения). Блоки палеозойской консолидации: 14—Аргичийский, 15—Ехегадзорский, 18—Урцский (стабильного поднятия); 17—Советашенский (с тенденцией погружения)

В группе северо-западных нарушений наиболее отчетливо проявлены: Кировакан-Тандзут-Фиолетовская, Мармарикская, Арзакан-Бжнинская, Хосров-Советашен-Аренийская, Татев-Гиратах-Хуступ-Шишкертская зоны разломов, которые представляют собой фрагменты более протяженных глубинных разломов. Имеются существенные разногласия между исследователями в вопросах интерпретации геофизических данных—в одном случае Кировакан-Тандзут-Фиолетовская зона разломов считается (Асланян, 1958, 1970) фрагментом единого Ленинанкан-Кировакан-Мартуни-Татев-Гиратах-Шишкертского разлома, в другом—продолжение этого разлома проводится по северо-восточному побережью оз. Севан и именуется Базумско-Севанским (Меликсетян, 1976). Или Мармарикский разлом одни исследователи (Габриелян, 1974) на юге соединяют с Шишкерт-Гиратахским разломом, другие (Меликсетян и др., 1976) проводят параллельно Базумско-Севанскому до Далидага, именуя Анкаван-Далидагским. Нет единого мнения и в вопросах интерпретации результатов исследований Агверанского и Дебаклинского разломов. А. А. Габриелян (1974) считает их продолжением друг друга, Б. М. Меликсетян и др. (1976) Дебаклинский разлом вместе с Шишкерт-Хуступ-Гиратахским разломом относят к близмеридиональным, составляющим единую Зангезурскую систему конформных разломов. Наконец, Хосров-Советашен-Аренийский разлом, по А. Т. Асланяну (1970), является фрагментом Ани-Ордубадского разлома, тогда как Б. М. Меликсетян и др. (1976) этот разлом включают в состав так называемого Арагац-Нахичеванского разлома протяженностью порядка 300 км. Какие из этих представлений более правильно отражают истинную картину тектонического строения рассматриваемой зоны—в настоящее время трудно судить. Эти разногласия, на наш взгляд, во многом обусловлены влиянием различных точек зрения о тектоническом строении Малого Кавказа. Сторонники зонально-поясового строения переходы между различными разломами изображают плавно, дугообразно, другие, наоборот, на тектонических схемах изображают многочисленные узлы пересечения разломов двух, трех и более направлений.

В пределах отчетливо проявленных северо-западных (кавказских) структурно-формационных (или тектоно-формационных) зон выделяются блоки второго и более низкого порядков. В формировании поясово-блочного строения важную роль играют трансформные разломы северо-восточного простирания. Согласно А. А. Габриеляну (1974) пояс пересекается 4 поперечными (северо-восточными) разломами, устанавливаемыми геологическими и (или) геофизическими данными. Они делят всю территорию зоны на пять примерно равных, но значительно отличаю-

шихся по геологическому строению блоков. Другие исследователи (Волчанская, Джрбашян, 1971; Меликсетян и др., 1976) территорию зоны делят на несколько блоков различных размеров и конфигураций, расположенных в виде системы горст-поднятий, грабен-прогибов и впадин. Эти блоки отличаются разрезами слагающих пород, глубиной залегания кристаллического фундамента и характеризуются различной динамикой движений. Выделяются блоки с тенденцией погружения, воздымания, стабильного поднятия. Все это создает многоярусную картину, обуславливая неоднородность плотностной характеристики и мозаичность геофизического поля в пределах зоны. В северо-западной, юго-восточной и отчасти центральной частях ее большинство блоков характеризуется относительно приподнятым фундаментом.

Согласно новейшим тектоническим воззрениям (Асланян и др.) Тавро-Кавказская геосинклиналь, в состав которой входит рассматриваемая зона, возникла в рифейское время на сложной гетерогенной основе, представлявшей сочетание континентальных, океанических и субокеанических типов коры. Судя по тому, что в Иране (в системе южного Эльбурса) венд со строматолитами и фанерозой образуют более или менее единый комплекс и дислоцированы совместно, а в Закавказье, в Дзирульском массиве нижний кембрий (с археоциатами), наоборот, дислоцирован с более древними горизонтами метаморфического фундамента совместно, считается, что северная, Кавказская, половина указанной рифейской геосинклинали завершила свое развитие в результате позднебайкальского (салаирского) орогенеза, а южная половина—в результате раннебайкальского (ассинтского) орогенеза. В каледонскую эпоху Кавказская половина орогена развивалась в целом в квазиплатформенном режиме, а отдельные районы области развивались в режиме активизированных платформ.

К началу герцинского тектонического цикла весь Кавказ представлял собой сложнопостроенную платформенную область, которая с начала силура была вовлечена в геосинклинальный процесс развития.

На Малом Кавказе в герцинском цикле намечаются две крупные геосинклинальные зоны—на севере эвгеосинклинальная зона, охватывающая всю внешнюю половину дуги Малого Кавказа (включая Храмский, Дзирульский, Ахумский, Асрикчайский массивы), а на юге миеосинклинальная зона, охватывающая почти всю внутреннюю половину дуги Малого Кавказа в пределах бассейна Среднего Аракса и ее продолжения в сторону оз. Ван в Анатолии, в сторону Антиэльбурса в Северном Иране. Герцинский цикл был завершен в конце триаса, который дислоцирован с пермокарбоном совместно и по единому плану. Мощ-

ные орогенические движения, сопровождавшиеся гранитным магматизмом внутри этого цикла, отмечаются внутри карбона. С этими движениями связываются знаменитые интрузии лейкократовых, серых и розовых микроклиновых гранитоидов Цахкунского хребта, Локского, Храмского и Дзирульского массивов. Им предшествуют во времени небольшие массивы ультраосновных пород. Образования герцинского комплекса (девон, пермь и отчасти триас) сохранились в рассматриваемой нами структурно-металлогенической зоне в пределах Зангезура, Вайка и в бассейне оз. Севан. По ряду косвенных признаков в прошлом они были развиты также на Цахкуняцком хребте и на его западном продолжении в сторону Ленинанканской и на юго-запад в сторону Араратской котловин (по последним данным, к герцинскому комплексу относится также нижняя половина осадочного чехла Южного Каспия и Кура-Араксинской низменности).

На Малом Кавказе четко выделяется киммерийский комплекс, охватывающий всю юру и нижний мел до низов альба включительно. В ранней юре в прилегающих частях рассматриваемой зоны (Сомхето-Карабахско-Кафанская зона) возобновился (регенерация) геосинклинальный режим, который, однако, не прошел полного цикла развития (редуцированы начальная и поздняя стадии). С инверсионной стадией этого цикла связано большое количество гранитоидных интрузий верхнеюрского-нижнемелового времени (Спитакская, Тахярлинская, Кохбская, Ахпатская, Бердская и другие гранодиоритовые интрузии, имеющие гальку в базальных конгломератах верхнего мела).

Новоальпийский цикл охватывает отложения всего верхнего мела и кайнозоя, причем в начале верхнего мела на гетерохронном (байкальском складчатом и варисийском платформенном) основании закладываются Амасийско-Севанская, Ширакско-Зангезурская и Араратско-Вединско-Нахичеванская офиолитовые зоны, которые рассматриваются как образования начальной (гипербазитовой) стадии позднеальпийского геосинклинального этапа. Дальнейшее развитие зоны протекает весьма специфично, напоминая с одной стороны раннеорогенную стадию геосинклинального процесса (сжатие, складчатость, орогенез, гранитообразование), с другой—тектоно-магматическую активизацию (интенсивный базальтоидный вулканизм, сводово-глыбовые перемещения с образованием флексур, поднятий фундамента, мозаично-блоковые и складчато-глыбовые структуры и т. д.). Внутри альпийского цикла крупные орогенические движения имели место на границе мела и эоцена, в верхах эоцена—начале олигоцена и на границе нижнего и среднего миоцена, причем гранитоидный магматизм проявился довольно сильно перед олигоценом и особенно сильно после нижнего миоцена и в связи со среднемиоценовым

орогенезом, имевшим место в конце майкопской эпохи. В средне-верхнемиоценовое время на Памбак-Зангезурскую зону с значительным азимутальным несогласием был наложен Еревано-Южносеванский грабен (рис. 6), выполненный в основном гипсоносными, соленосными, песчано-глинистыми отложениями и отчасти вулканогенными породами. Вулканогенные отложения плиоплейстоцена залегают на этих отложениях с значительным угловым несогласием и большим эрозионным перерывом.

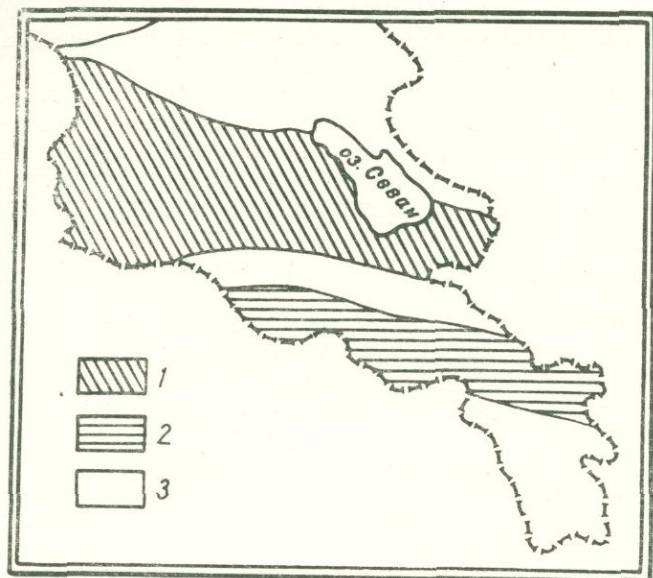


Рис. 6. Схема наложения неоген-четвертичных межгорных прогибов в пределах Армянской ССР (по А. Т. Вегуни): 1—Центральнo-Армянский; 2—Вайоцдзорский (Вайкский); 3—донеогеновое складчатое основание

В западном направлении Памбак-Зангезурская зона вырождается, подходя к Карсскому вулканическому плато, под которым по палеогеографическим данным намечается на небольшой глубине наличие выступа эопалеозойского кристаллического фундамента, а на юго-востоке она смыкается с Карадагским антиклинорием Иранского Азербайджана северо-восточного простирания, имеющим в своем ядре ряд крупных гранитоидных массивов, несущих медно-молибденовое оруденение.

Позднеальпийский этап проходил три последовательные стадии развития: собственно-геосинклинальная ($\text{Cr}_2 - \text{Pg}_{2-3}^2$) ознаменовалась образованием пород гипербазитовой формации, зеленокаменных толентовых вулканитов, субинтрузий и субвулканов; раннеорогенная ($\text{Pg}_{\frac{1}{3}} - \text{N}_1^2$) представлена главным образом интрузивными породами основного, умеренно-кислого и щелочного состава, а также эффузивами повышенной щелочности; позднеорогенная ($\text{N}_1^3 - \text{Q}$) представлена кислыми малыми интрузиями, эффузивно-интрузивными и субинтрузивными образованиями, а также базальтами, трахибазальтами, андезито-базальтами, андезито-дацитами и липаритами.

Для Малого Кавказа в целом характерно доорогенное развитие в эвгеосинклинальном режиме в течение среднего-верхнего палеозоя, юры, мела и палеогена в пределах внешней половины дуги (Сомхето-Карабахская, Присеванская, Базумско-Кафанская и Памбак-Зангезурская тектонические зоны) и в миогеосинклинальном (субплатформенном) режиме во внутренней его дуге (Еревано-Ордубадская и Приараксинская тектонические зоны).

По геодинамическим соображениям рассматриваемая зона в рамках новоальпийского цикла рассматривается как зона концентрации напряжений и деформаций, максимального скупивания сиалического материала, ультраметаморфизма и палингенеза, приведшего к образованию больших количеств рудоносных гранитоидных расплавов вдоль всего пояса, причем зоной концентраций деформаций и палингенеза оказалась область перехода между герцинскими эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зонами.

По мобилистическим представлениям указанные выше офиолитовые пояса рассматриваются как бывшие трогии Красноморского этапа, возникшие вследствие ограниченного спрединга, а аравийская плита изображается пододвинутой по механизму субдукции под южный край Тавро-Кавказского орогена. По тем же представлениям южный склон Большого Кавказа считается местом столкновения Гондваны и Русской платформы, а в строении орогена выделяются, по тем или иным соображениям, несколько глубинных разрывных нарушений типа зон Бенъоффа. Все эти интересные идеи находятся в стадии становления и по ним в настоящее время происходят острые дискуссии.

Тавро-Кавказский ороген к началу плиоцена представлял собой в целом низкогорную равнину, являясь центральным сегментом Анатолийско-Иранского микроконтинента, оформившегося еще к концу герцинского цикла. В плиоцене и антропогене на севере этого микроконтинента возникла цепь мегантиклинорий

Понтид, Триалетии, Малого Кавказа, Карадага и Эльбурса, а на юге цепь мегантиклинорий Загроса, Таврид и далее продолжение Динарид.

По палеогеографическим и геоморфологическим данным, поднятие рассматриваемой нами зоны за последние 9—10 млн. лет составило 2000 м, причем глубина ущелий, возникших за это время, достигает 1300—1500 м. В днищах этих ущелий в ряде мест сохранились лавовые потоки среднего плиоцена (андезиты с возрастом 5—6 млн. лет), верхнего плиоцена (долеритовые базальты с возрастом 3—3,5 млн. лет) и др. Эрозионными процессами этого времени было удалено примерно 20—30% горных масс зоны.

II. Характеристика важнейших особенностей основных рудных месторождений

Автор предлагаемой работы более двадцати лет проводил исследования по выявлению особенностей индивидуального развития (онтогенез) каждого из известных на территории рассматриваемой зоны месторождений, систематизация и дальнейшее обобщение которых были использованы для решения вопросов филогенеза и выявления важнейших особенностей проявления эндогенного оруденения и закономерностей размещения его различных продуктов. Ниже приводится описание некоторых из этих месторождений.

1. Рудные месторождения Памбакского рудного района

Тежсарское месторождение представлено зоной обогащенных нефелином сиенитов, которые являются частью Тежсарского плутона центрального типа, объединяющего также эффузивы щелочного состава, которые вместе с интрузивными образованиями слагают единый вулканоплутонический комплекс трахибазальтовой формации. Среди интрузивных пород комплекса наряду с нефелиновыми сиенитами выделяются также меланитовые, сфеновые, анальцимовые, псевдолейцитовые щелочные и другие сиениты. На участке месторождения значительное развитие имеют дайки эпилейцитовых порфиров, кварцевые сиениты, нордмаркиты. Обогащенные нефелином сиениты в виде зоны шириной до 250 м огибают всю экзоконтактовую зону центрального штока (рис. 7). Выделяются три обогащенных нефелином участка—Тахярлинский, Уляшиковский, Тежагетский. В них

содержание Al_2O_3 достигает 23—24%. Основным носителем и концентратором Al является нефелин, содержание которого местами достигает 35—40%. С нефелиновыми сиенитами связан также комплекс редких элементов (TR, Rb, Be, Li, Ga, Nb, Zr, Hf, Th), среди которых особый интерес представляет группа редкоземельных элементов, которая свои максимальные концентрации образует в акцессорных минералах: в сфене, флюорите, апатите, цирконе, меланите. В составе нефелиновых сиенитов выделяются участки богатые (до 10—15%) меланитом (меланитовые сиениты) или сфеном (5—10%). В отношении редкоземельных элементов определенный интерес представляют акцессорные минералы: ортит, монацит, велерит, пирохлор, лопарит, бадделит и др. Согласно подсчетам Б. М. Меликсетяна, около 3/4 TR связано с кальциевыми акцессориями, при этом более 85% из них представлено цериевой группой лантаноидов, тогда как в меланите и цирконе TR составляет около 30% от общей суммы.

В пределах Тежсарского месторождения наиболее высокие концентрации TR связаны с обособляющимися в пространстве альбитизированными и флюоритизированными зонами, образование которых является результатом влияния гидротермальных растворов на собственно-магматические образования. Выделяются три участка фтор-редкоземельных руд—Лагерный, Тежагетский, Омарский (рис. 8).

Центральную часть Тежсарского месторождения составляют щелочные и нефелиновые сиениты, которые сменяются эффузивами и дайками эпилейцитовых порфиров, а в эндоконтактных зонах интрузивов развиты псевдолейцитовые сиениты и фойялиты. В центральной части рудного поля в виде «пробки» (Меликсетян, 1971) обнажается блок эффузивов верхнего эоцена, представленный свитой эпилейцит-порфиров. Ниже они сменяются свитами трахитов и трахиандезитов с падением крыльев к центральному массиву (Багдасарян, 1947, 1962), возникшему, по-видимому, в процессе подземного «котлообразного проседания» (кальдер), при опускании вулканогенных пород по кольцевым разломам (Меликсетян, 1971).

Оруденение развито вдоль тектонических нарушений в виде зон флюорит-биотит-магнетит-карбонатной минерализации. В составе руд важную роль играют элементы редкоземельной группы (рис. 9), которые, с одной стороны, образуют свои собственные минералы (монацит, ортит, рабдофанит, паризит и др.), с другой—входят в состав главных рудообразующих минералов—флюорита, биотита, а также апатита, циркона, сфена и др. Оруденение представлено жилами, прожилками, вкрапленностью и зонами брекчирования, в которых обломки эффузивных щелочных

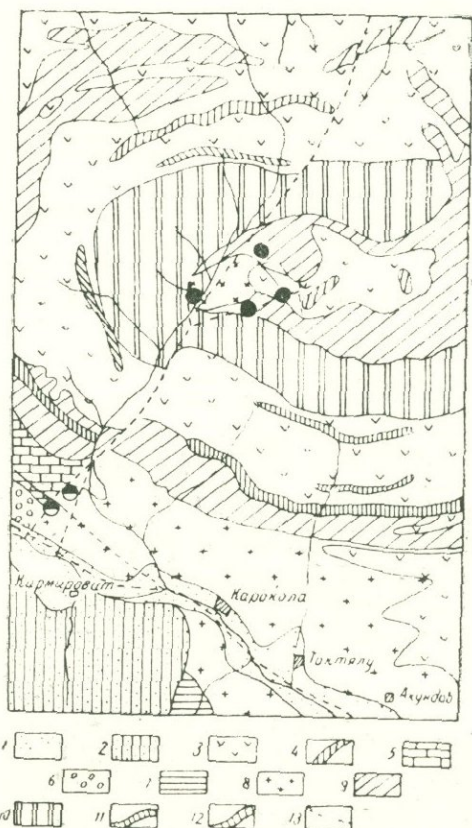


Рис. 7. Геологическая карта Тежсарского месторождения алюминий-редкометалльных руд (составлена по данным В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна, А. Т. Асланяна, Б. М. Меликсетяна и исследований автора): 1—аллювиальные отложения; 2—лавы андезито-дацитов, андезитов (верхний миоцен—нижний плиоцен); 3—щелочные порфиры (средний, верхний эоцен); 4—дайки эпилейцитовых порфиров; 5—известняки, мергели (сенон); 6—конгломераты, туфопесчаники и др. (турон—коньяк); 7—метаморфические сланцы (докембрий—нижний палеозой); 8—кварцевые диориты (дотурон); 9—щелочные сиениты; 10—нефеличовые сиениты; 11—те же, богатые нефелином; 12—псевдолейцитовые сиениты; 13—тектонические нарушения

сиенитов сцементированы флюорит-биотитовой массой. Небольшую роль играют флюоритовые жилы, развитые среди щелочных сиенитов. Кроме флюорита, биотита и перечисленных выше минералов редких земель, в составе руд участвуют магнетит, гематит, антимонит, пиролюзит, псиломелан, галенит, халькопирит, пирит, гранаты и т. д. Выделяются несколько типов руд: флюорит-биотитовые (с подчиненной ролью пирита, халькопирита, магнетита, гематита, галенита, антимонита, псиломелана, пиролюзита); биотитовые (с монацитом, пиритом, апатитом, цирконом, рутилом, рабдофанитом); магнетит-биотитовые (с апатитом, ильменитом, рутилом, цирконом, антимонитом и др.); магнетитовые (с пиритом, халькопиритом, апатитом, цирконом, рутилом). В боль-

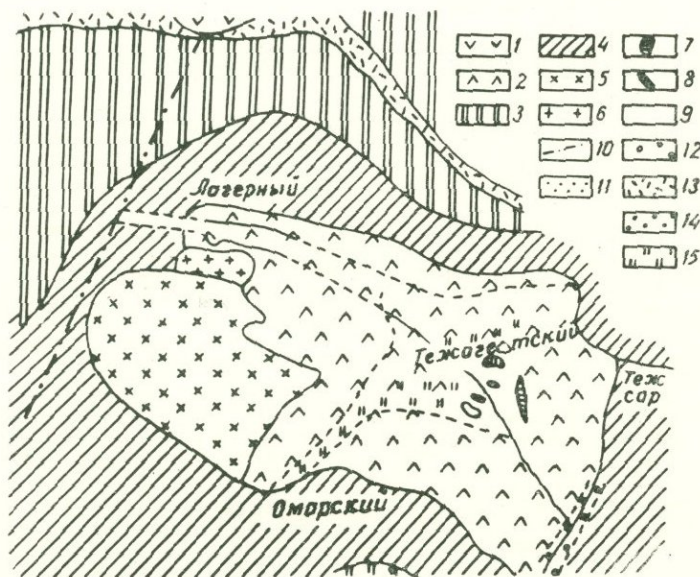


Рис. 8. Схематическая геологическая карта рудного поля Тежсарского месторождения фтор-редкоземельных руд: 1—порфиры; 2—лейцитовые, цеолитовые и другие щелочные порфиры, их туфобрекчии; 3—нефелиновые сиениты; 4—щелочные сиениты; 5—кварцевые сиениты, нордмаркиты; 6—полевошпатовые щелочные породы; 7—лейцитовые туфобрекчии; 8—дайки лейцитовых порфиров; 9—дайки сиенит-порфиров; 10—тектонические нарушения; 11—гидротермальные изменения; 12—скарнированные породы; 13—мелонитизированные зоны; 14—флюорит-биотитовое оруденение; 15—магнетит-пирит-биотитовое оруденение

шинстве случаев эти руды пространственно обособлены, свидетельствуя о том, что их образование является результатом стадийного развития рудообразовательного процесса. Оруденение в целом контролируется разрывными нарушениями третьего и более высоких порядков. Рудовмещающие породы представлены щелочными сиенитами и эффузивными лейцитовыми щелочными порфирами, подвергнутыми гидротермальным изменениям (серицитизация и мусковитизация плагиоклаза, пелитизация ортоклаза, хлоритизация темноцветных минералов).

Анкаванское месторождение охватывает северный фланг Анкаванской интрузии кварцевых диоритов, где на

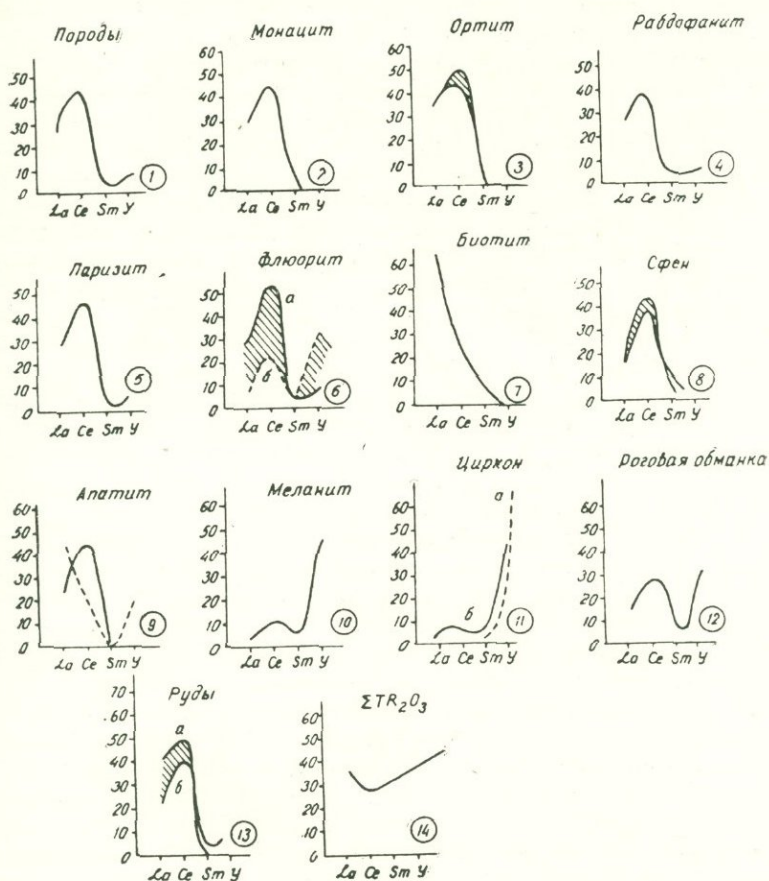


Рис. 9. Состав TR в некоторых минералах и рудах Тежсарского месторождения

площади порядка 15 кв. км установлены Cu—Mo , Au—Te—Bi—Cu—Pb—Zn и другие руды. Вопросы геологического строения, структуры, особенностей оруденения Анкавана освещены в работах П. Д. Яковлева, Г. О. Пиджяна, М. П. Исаенко, А. И. Карапетяна, Н. С. Хачатряна, Б. Д. Акопян и др. В геологическом строении рудного поля принимают участие метаморфические сланцы эопалеозойского возраста и пересекающие их интрузии основного и ультраосновного до среднего состава (рис. 10). Наибольшее развитие имеют кварцевые диориты (112 ± 6 млн. лет), прорванные дайками и небольшими телами гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров (32 ± 3 млн. лет). С кварцевыми диоритами связано скарновое гранат-магнетитовое оруденение со своей сульфидной минерализацией. Более поздним является промышленное молибденовое оруденение, развитое в кварцевых диоритах и наложенное на скарны. Возрастные взаимоотношения его с породами даечной серии довольно сложны. По данным П. Д. Яковлева, Г. И. Гольденберга и др., молибденовая минерализация в главной своей массе моложе гранодиорит-порфировых даек I генерации и древнее таковых II генерации. Наши исследования (Карапетян, 1967, 1970) показали, что зоны интенсивной сульфидной минерализации, охватывающие гранодиорит-порфировые дайки I генерации и интрузии гранит-порфиров, пересекаются дайками граносенит-порфиров и гранодиорит-порфиров II генерации, т. е. основное промышленное оруденение Анкаванского месторождения имело место после внедрения интрузии порфировидных гранодиоритов (32 ± 3 млн. лет) и протекало через несколько стадий минерализации (рис. 11). Молибденовое оруденение представлено прожилково-вкрапленными зонами близширотного простиранья, развитыми главным образом в кварцевых диоритах. В составе кварц-молибденитовых прожилков в небольшом количестве присутствуют также халькопирит, пирит, борнит, кальцит. В мономинеральных фракциях молибденита установлены повышенные концентрации Re , Se , Te . Особенно богаты редкими и благородными элементами Cu—As руды, которые образуют полосу рудной брекчии близширотного простиранья мощностью до 15—20 м. В минеральном составе руд принимают участие халькопирит, энаргит, теннантит, люцит, халькозин, борнит, Cu—Ge сульфиды, минералы Ni , Co , теллуриды Au , Ag , Bi , Pb , сульфовисмутиты Cu , самородные Au , Ag и др. (рис. 11, 12), всего около 30 гипогенных рудных минералов, большинство из которых впервые здесь установлено и изучено автором настоящей работы. Результаты анализов Cu—As руд и различных продуктов их обогащения показывают, что большинство из этих минералов совместно с главнейшими минералами переходит в сульфидный концентрат. Наиболее ранними минералами явля-

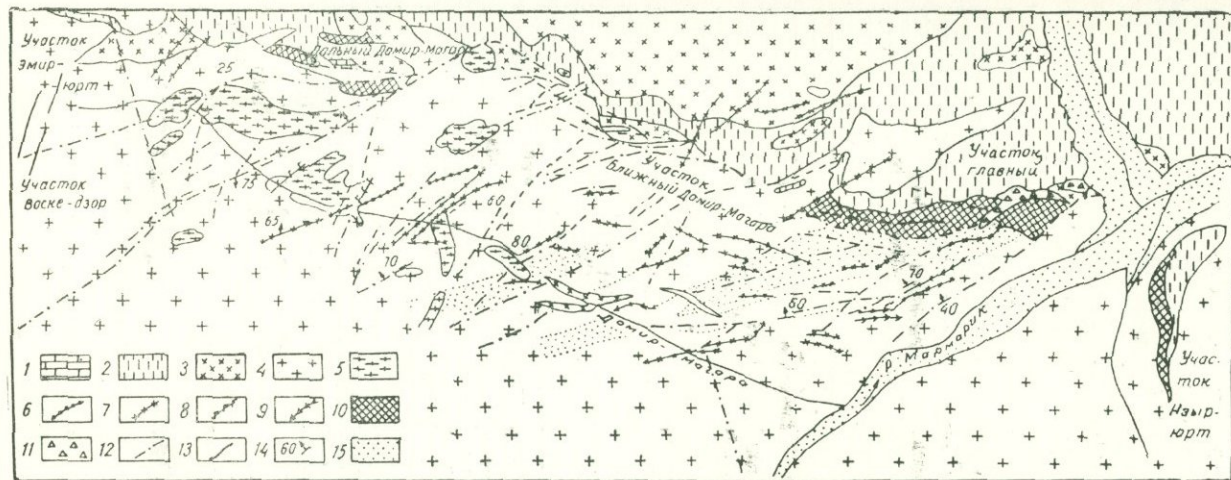


Рис. 10. Схематическая геологическая карта Анкаванского рудного поля (по П. Д. Яковлеву с дополнениями автора). Докембрий—нижний палеозой: 1—мраморизованные известняки, 2—кристаллические сланцы, 3—лейкокротовые граниты. Дотурон (неоком?): 4—кварцевые диориты, 5—гранит-порфиры. Олигоцен: 6—лампрофиры, 7—гранодиорит-порфиры, 8—граиосеннит-порфиры, 9—аплиты, 10—скарны, 11—брекчии с халцедоновым и кремнистым цементом, 12—тектонические нарушения, 13—контакты горных пород, 14—элементы залегания, 15—штокверковые рудные зоны

ются пирит и марказит, несколько позже выпадает молибденит, затем образуются зигенит, линнеит, герсдорфит, представленные изометрическими выделениями в полях халькопирита, который нередко встречается в виде концентрически-зональных коллоидных образований с борнитом (рис. 13), сменяемым в центре теннантитом. Выпадение части халькопирита происходит одновременно с борнитом и теннантитом, с которым образует струк-

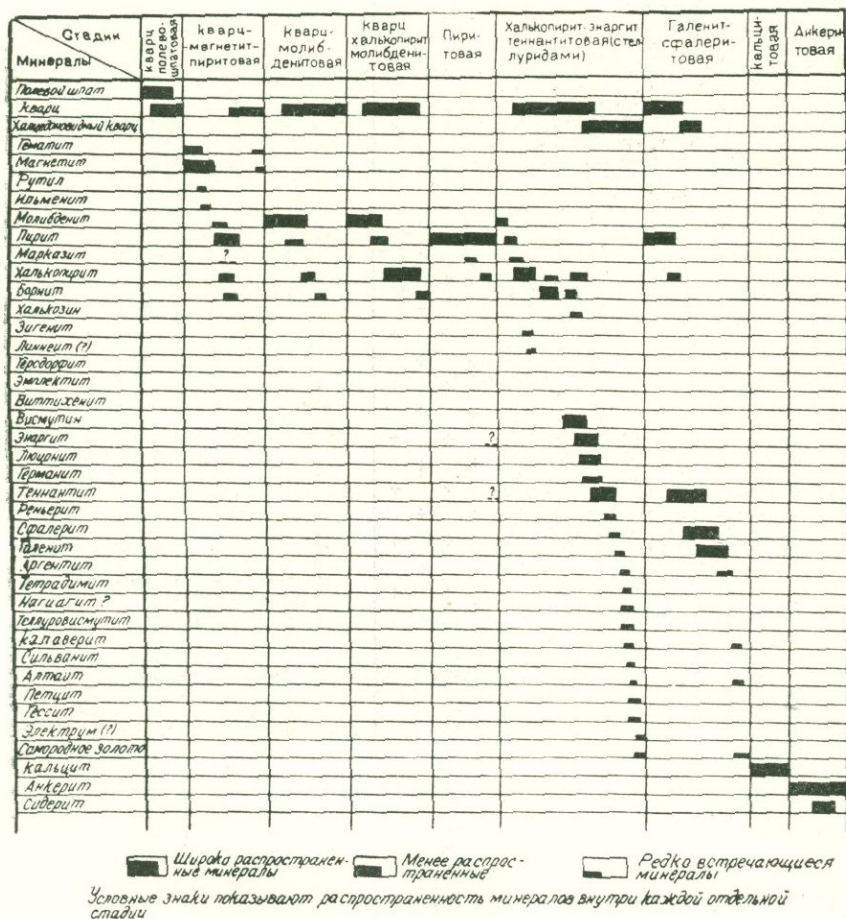


Рис. 11. Схема последовательности выделения минералов по стадиям минерализации.

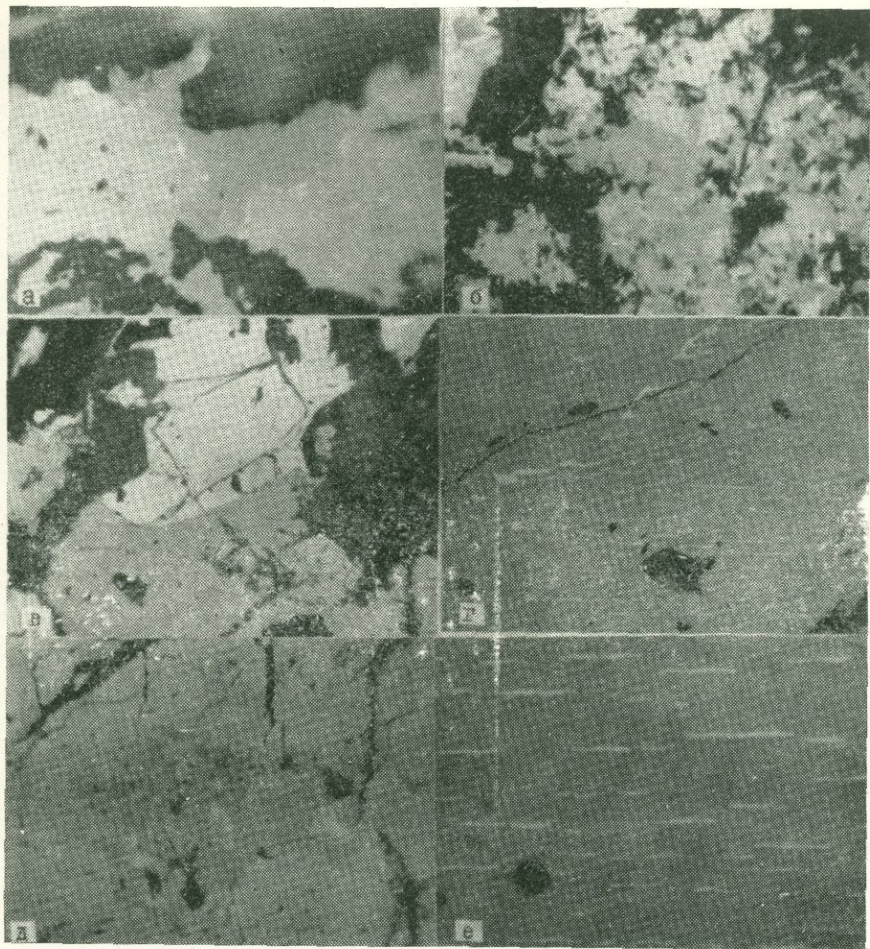


Рис. 12. Микрофото (без анализатора) рудных минералов: а—германит образует структуры замещения с энаргитом, на контакте между ними образуется халькопирит, $\times 540$, иммерсия; б—германит образует тесные сращения с халькопиритом, характеризуется неоднородным цветом и R, $\times 360$; в—герсдорфит образует выделения с идиоморфными контурами в полях халькопирита, $\times 160$; г—виттихенит в полях борнита, $\times 360$; д—алланит и гессит в полях халькопирита, $\times 540$, иммерсия; е—деталь г, $\times 540$, иммерсия, месторождение Аникаван

туры распада твердого раствора. Поздняя генерация халькопирита заполняет пространство между идиоморфными кристаллами энаргита или образует тонкие прожилки, пересекающие поля энаргит-теннантитовых сростаний. Одновременно выпадают также гипогенный ковеллин, халькозин, борнит, в полях которых встречаются эмлектит, виттихенит, образующие веткообразные, игольчатые или зернистые агрегаты, развивающиеся по определенным кристаллографическим направлениям борнита и халькопирита, создавая причудливые узоры, напоминающие структуры распада твердого раствора (рис. 12). Нередко сульфовисмутиты Си образуют каемки вокруг теллуридов Вi—тетрадимита и теллуовисмутита или срastaются с висмутином. После выпадения основной массы сульфидов начинается выкристаллизовываться энаргит, затем теннантит. Последний нередко заполняет трещинки усыхания халькопирита или образует идиоморфные кристаллы, окаймленные колломорфными халькопиритом и борнитом. Такая последовательность выпадения минералов позволяет судить о постепенном повышении восстановительного потенциала среды, одновременно с которым в остаточных растворах повышается относительная концентрация Ge, Te, Au, Ag, что в свою очередь привело к образованию собственных минералов Ge (разновидностей германита и реньерита), теллуридов Au, Ag (гессит, петцит, сальванит и др.), самородных Au и Ag (рис. 11, 13).

Рудообразовательный процесс завершается полиметаллической стадией, продукты которой проявлены очень слабо, в виде маломощных жил, прожилков, заполненных кварцем, пиритом, галленитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой, а так-

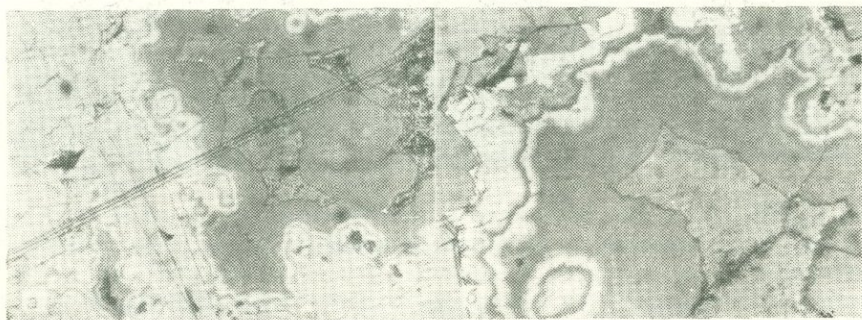


Рис. 13. Микрофото: а—сложные по составу колломорфные образования окаймляют энаргит и теннантит, на контакте между ними—халькопирит, полир. шлиф, $\times 160$; б—деталь фиг. 1, $\times 540$, иммерсия, Анкаванское месторождение

же акантитом, тетрадимитом, теллуrowисмутитом, гесситом, петцитом, калаверитом, самородным золотом.

Меградзорское месторождение. Рудное поле Меградзорского месторождения объединяет одноименное месторождение Au-Te-полиметаллических руд и рудопоявления Арчасар, «Новый», Айдинзор. Месторождение открыто А. Г. Мидяном, разведка и дальнейшее изучение осуществлены Н. С. Хачатряном, Г. Д. Айрапетяном, М. Г. Гаспаряном, И. Г. Магакьяном, Ш. О. Амиряном, А. И. Карапетяном и др. Оруденение представлено жилами, оруденелыми зонами, реже линзообразными телами, развитыми в сколовых или других разрывных нарушениях (или сериях нарушений) преимущественно северо-восточного и близширотного простираний. Вмещающими оруденение породами являются монцониты, монцодиориты, сиениты, граносиениты и пересекаемые ими порфириды послесреднеэоценового (в эоцен-миоцен) возраста (рис. 14, 15). Нередко рудные зоны развиваются по структурам, пересекающим интрузивные породы и вмещающие порфириды. При этом наблюдается возрастание интенсивности оруденения в интрузивных породах, что, по-видимому, следует объяснить лучшей податливостью последних процессам метасоматического замещения.

Жилы и рудные зоны отличаются друг от друга по минеральному составу, интенсивности оруденения и текстурно-структурным особенностям. По простиранию в пределах одних и тех же рудных тел наблюдается смена вкрапленных, зернистых, пятнистых, массивных, полосчатых, брекчиевых (рис. 16), реликтовых и других текстур, свидетельствующая о сложном, многостадийном развитии рудного процесса.

Выделяются серноколчеданная, медноколчеданная, медно-мышьяковая, полиметаллическая, золото-теллуровая, карбонатная стадии минерализации, существенно отличающиеся друг от друга не только своим минеральным составом, но и золотоносностью.

Руды Меградзорского месторождения характеризуются большим разнообразием минерального состава. Здесь в тесной ассоциации с сульфидами Cu, Fe, Pb и Zn нами впервые совместно с Ш. О. Амиряном (Карапетян, Амирян, 1964) была установлена очень интересная парагенетическая ассоциация минералов, состоящая из самородного золота, теллуридов Au, Ag, Bi, Pb, Hg и других минералов. Наиболее ранней является серноколчеданная стадия, представленная вкрапленностью, прожилками, маломощными жилами пирита, кварц-пиритового и кварц-пирит-серицитового состава (рис. 17). В небольшом количестве присутствуют халькопирит, пирротин, марказит, а также галенит, сфалерит, блеклая руда, самородное золото, молибденит. Медноколчедан-

ная стадия проявлена прожилками, небольшими гнездами, вкрапленностью халькопирита, пирита, борнита. Очень интересна вкрапленная халькопиритовая минерализация в монцонитах, где отчетливо проявляется тяготение его к темноцветным минералам и, в особенности, к биотиту, который часть своего Fe передает халькопириту. По сравнению с продуктами первой стадии значительно возрастает содержание благородных элементов. Медно-мышьяковая стадия имеет ограниченное развитие и представлена небольшими гнездами, жиллообразными скоплениями, вкрапленностью. Выделяются халькопирит-теннантитовый и халь-

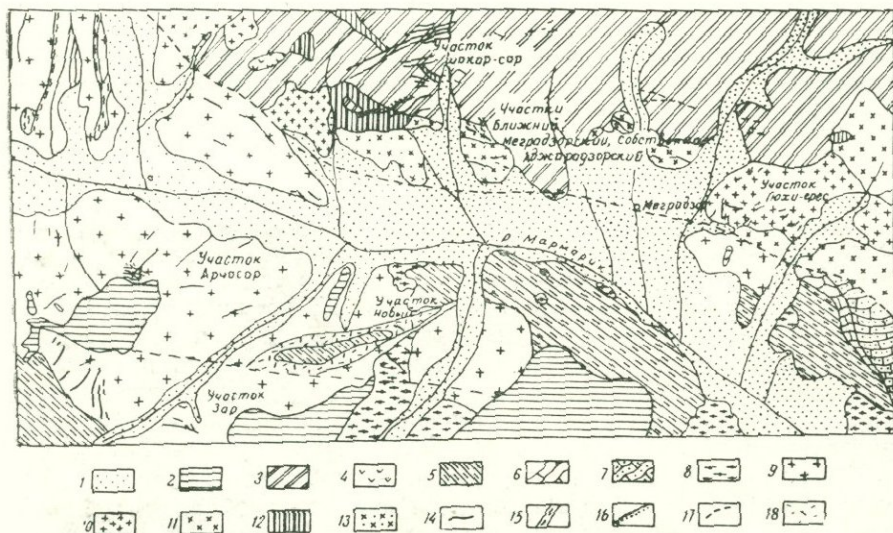


Рис. 14. Схематическая геологическая карта Меграздорского рудного поля (составлена А. И. Карапетяном по данным Меграздорской ГРП и личных исследований): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—покровы андезитов, андезито-базальтов, их туфы и пемзовые песчаники ($N_1^1-N_1^2$); 3—туфопесчаники, туффиты, туфы, туфоалевролиты, туфобрекчии, плагиоклазовые порфиры; 4—диорит-порфиры субвулканической фации; 5—амфиболиты, амфибол-эпидотовые, амфибол-пироксеновые и кварц-полевошпатовые сланцы (до Cr_1-Pz_1); 6—доломиты и доломитизированные известняки; 7—роговики и ороговикованные порфиры; 8—плагиограниты (Pz); 9—кварцевые диориты и гранодиориты (дотурон, $I-Zr_1$); 10— $Pg_2^3-P_3^1$. Монцониты и сиенито-диориты; 11—сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты; 12—сиенит-порфиры; 13—кварцевые сиениты и кварцевые монцониты; 14—кварц-сульфидные жилы и рудные зоны; 15—диабазовые порфиры; 16—лампрофиры; 17—тектонические нарушения; 18—гидротермально измененные породы.

копирит-энаргит-борнитовый парагенезисы. В минеральном составе стадии участвуют также люцит, халькозин, ковеллин, пирит, сфалерит, марказит, молибденит. Содержания благородных элементов выше, чем в продуктах предыдущих стадий. Полиметаллическая стадия является основной продуктивной стадией, проявлена интенсивнее и шире, чем другие стадии. Представлена жилами, линзами, прожилками, гнездообразными скоплениями и вкрапленностью. Нередко образует полосчатые жилы (рис. 18). Содержание Au и Ag в продуктах стадии выше, самородное золото характеризуется высокой пробностью—900—930. Содержание серебра не превышает 7%, из других примесей присутствуют Te, Se, Cu, As, Sb, Fe и др. Золото-теллуровая стадия представлена гнездами и невыдержанными по простиранию прожилками, которые в большинстве случаев наложены на полиметаллические. В своей основной массе (иногда до 70%) образует теллуриды Au, Ag, Pb. Подчиненное значение имеют теллуриды Hg и Bi. Самородное золото обычно развивается по периферии скоплений теллуридов, между ними и кварцеворудной

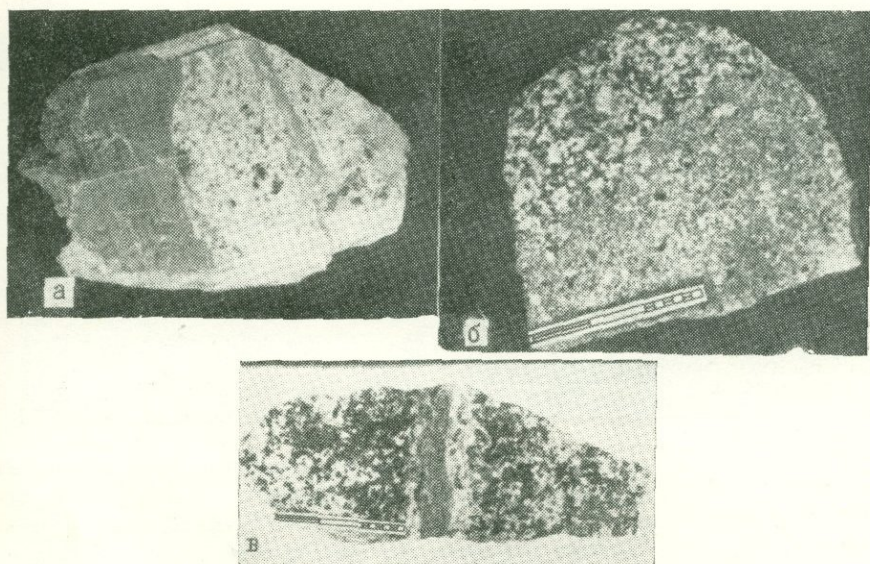


Рис. 15. Штуфные образцы из Меградзорского месторождения: а—контакт монзонита с граносиенитами, в 1,5 км к западу от уч. Шакарсар; б—контакт монзонита с порфиритами, шт. 20; в—монзонит пересекается прожилками пирита, вдоль которого наблюдается интенсивное окварцевание, уч. Ближний, шт. 10.

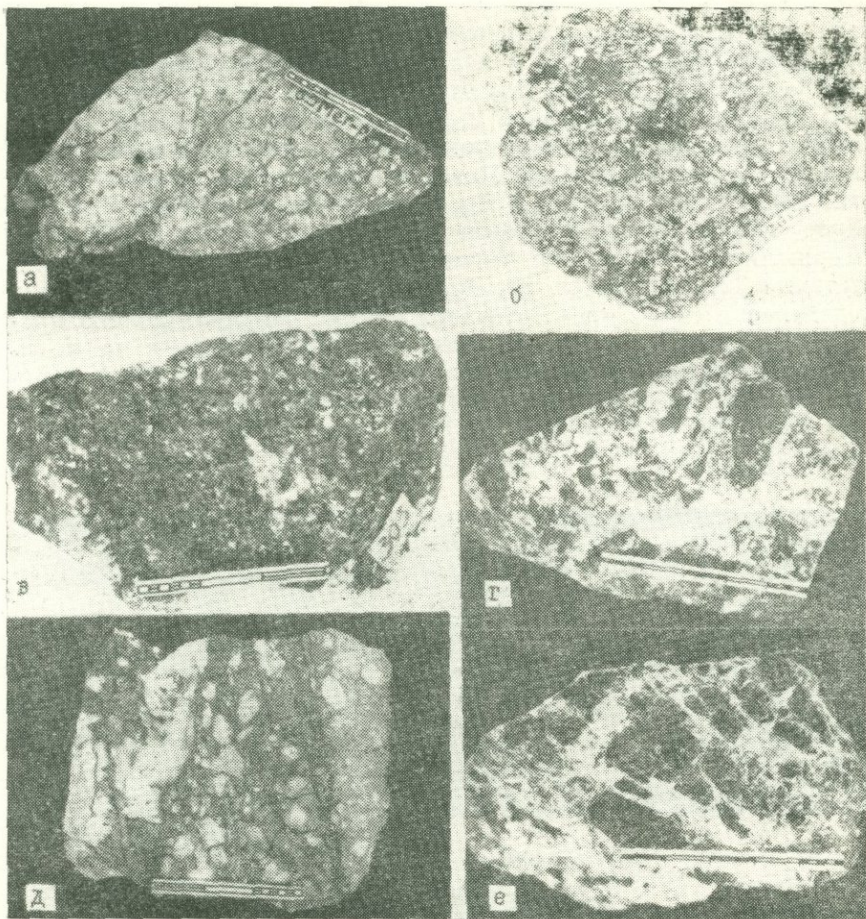


Рис. 16. Штуфные образцы из Меградзорского месторождения: а—прожилки в сильно ороговикованной породе (уч. Шакарсар); б—массивная пиритовая руда (уч. Ближний); в—массивная теллуридовая руда (уч. Ближний, шт. 10); г—рудная конглобрекция (слегка окатанные обломки красной оруденелой яшмовидной породы цементируются кварцем, уч. Северо-Восточный); д—рудная брекчия, раздробленные обломки кварц-сульфидной жилы цементируются кварц-халькопиритовой массой (уч.Шакарсар); е—рудная брекчия, обломки оруденелой эффузивной окварцованной породы цементируется рудным кварцем (уч. Северо-Восточный).

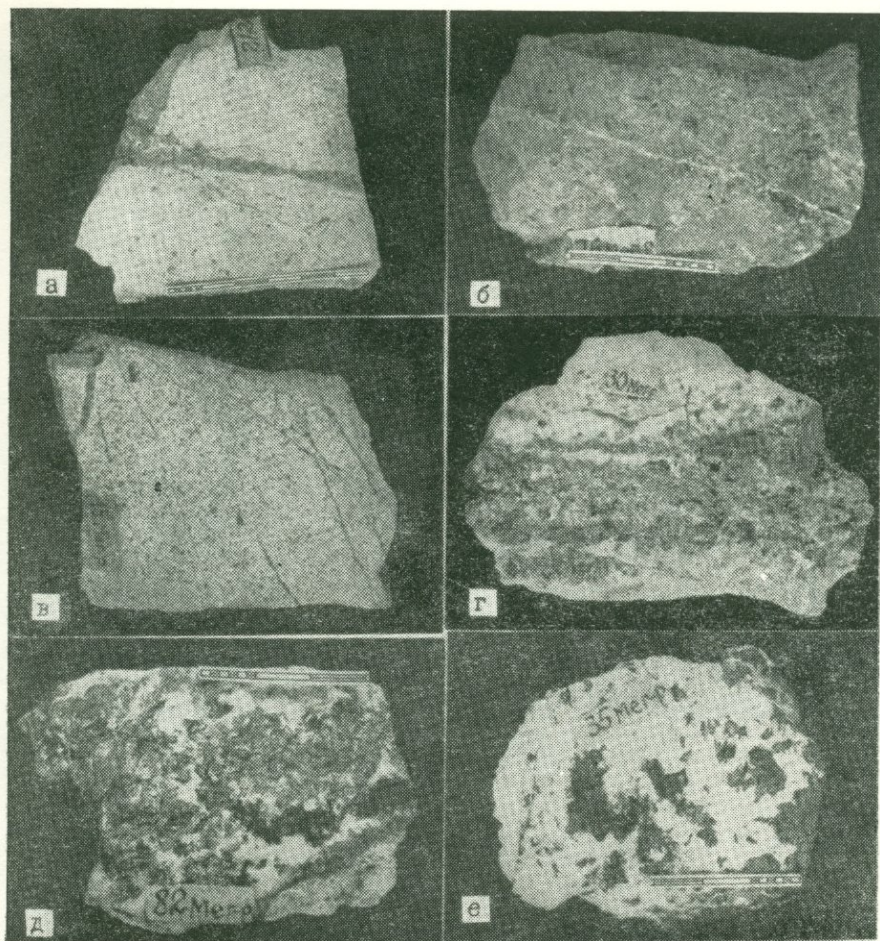


Рис. 17. Штуфные образцы из Меградзорского месторождения: а—кварц-пирит-биотит-серицитовый прожилок в гидротермально измененном монцоните (уч. Шакарсар, шт. 39); б—прожилок пирита в сильно окварцованной породе пересекается прожилком карбоната (уч. Шакарсар, шт. 20); в—гидротермально измененный монцонит с вкрапленностью и разноориентированными прожилками пирита (уч. Шакарсар, шт. 39); г—полосчатая жила, в центральной части—пирит, в зальбандах—галенит, сфалерит (уч. Шакарсар); д—полиметаллическая полосчатая руда, в центре—пирит, халькопирит (Шакарсар); е—мономинеральные гнезда сфалерита в молочно-белом кварце (Шакарсар, шт. 24)

массой более ранних стадий (рис. 18). В парагенетической ассоциации этих минералов в значительном количестве присутствуют галенит, меньше сфалерита и блеклой руды. Наблюдается некоторая обособленность выделений самородного золота от теллуридов. Наиболее значительные скопления самородного золота обычно приурочены к полям сульфидов и кварца. В полях же теллуридов золото встречается сравнительно редко и обычно является более поздним, чем теллуриды. Нередко наблюдается образование самородного золота в результате параморфного превращения петцита в гессит. Нередки также микроскопические золото-карбонатные прожилки, пересекающие поля теллуридов. В целом результаты микроскопического изучения большого количества полированных шлифов дают основание заключить о том, что самородное золото является не только наиболее поздним об-

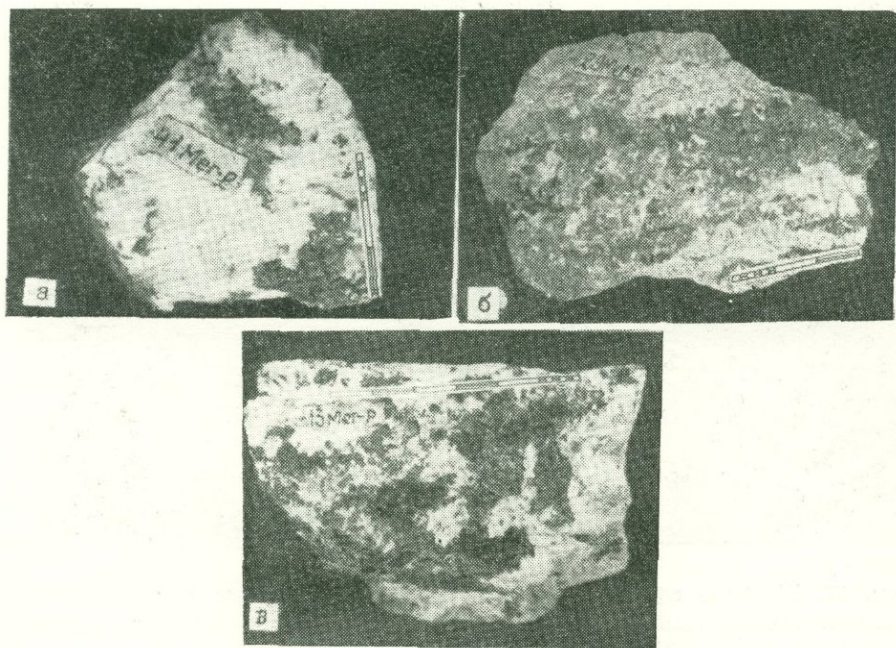


Рис. 18. Штуфные образцы из Меградзорского рудного поля: а—скопления теллуридов окружены мельчайшими (видимыми на глаз) выделениями самородного золота (Шакарсар, шт. 27, штр. 1, интервал 180 м); б—полосчатая жила, центральная часть заполнена пиритом, зальбанды—халькопиритом и сфалеритом (Арчасар, шт. 27); в—скопления теннантина с халькопиритом и сфалеритом в кварце (уч. Ближний)

разованием, но и значительная часть золота приносилась позже теллура и других элементов. Основная часть золота (более 70%) представлена теллуридами (калаверит, петцит, сальвинит), а остальная часть выпадает в виде самородного золота, представленного ксеноморфными зернами размерами, обычно не превышающими десятые доли миллиметра.

Рудопроявления Арчасар, «Новый», Айдиндзор приурочены к правобережной части Меградзорского рудного поля, где широко развиты докембрий-нижнепалеозойские метаморфические сланцы, которые прорезаны лейкократовыми гранитами нижнепалеозойского и кварцевыми диоритами дотуронского (неокомского?) возраста. На размытой поверхности этих пород развиты миоплиоценовые и четвертичные лавы. Из жильных пород здесь развиты диабазовые дайки, которые приурочиваются главным образом к массивам кварцевых диоритов.

Оруденение представлено кварц-пиритовыми и кварц-полиметаллическими жилами (рис. 19) и зонами близширотного простирания. В минеральном составе принимают участие пирит, пирротин, галенит, сфалерит, теннантит, халькопирит, самородное серебро, электрум. Количественные соотношения этих минералов в различных участках и частях рудных тел колеблются в широких пределах, местами образуя почти мономинеральные массивные галенитовые скопления. Золото здесь почти полностью представлено электрумом, который иногда ассоциирует с самородным серебром или кюстелитом. Серебро, кроме того, образует и микроскопические выделения аргентита в полях галенита. Блеклая руда полиметаллической стадии представлена теннантитом, хотя в них содержание Sb значительно выше, чем в серноколчеданных рудах. По данным пробирного, шерберного и полук количественного спектрального анализов, содержание Au не превышает нескольких г/т, а золото-серебряное отношение—1:3.

Разданское месторождение является одним из главнейших железорудных месторождений Армянской ССР, изучено И. Г. Магакьяном, Г. П. Багдасаряном, Э. А. Хачатуряном (1953), Э. Х. Гуляном (1963), Ц. М. Айвазяном, Г. Б. Межлумяном, М. Т. Бояджян (1969_{1,2}), А. И. Карапетяном (1969, 1970, 1971, 1978) и др.

Оруденение представлено зоной гранат-магнетитовых скарнов, которые образовались на контакте гранодиоритов, кварцевых диоритов (ср. эоцен) и сенонских известняков (рис. 20). Рудные залежи образуют линзообразные и пластообразные тела. Процесс формирования руд протекал через ряд ступеней равновесия начиная с высокотемпературных скаполит-пироксен-гранатовых скарнов и кончая полиметаллической ассоциацией минералов (рис. 21). Образование главного рудного минерала месторожде-

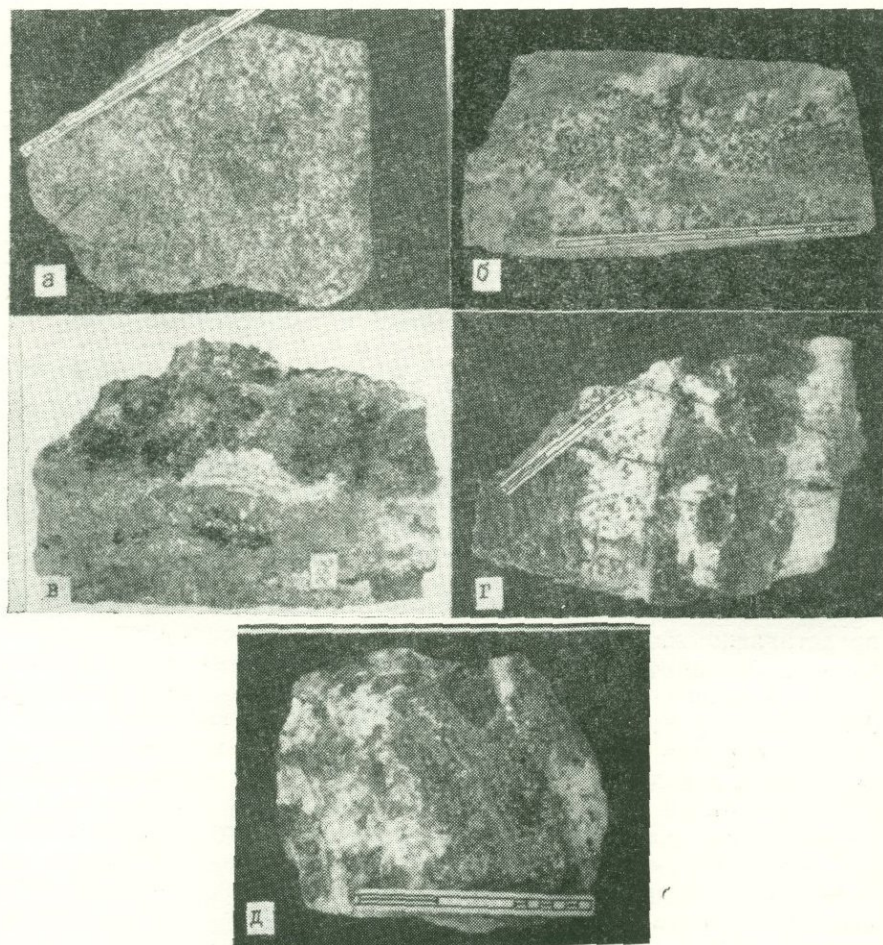


Рис. 19. Фото штуфных образцов: а—кварцевый диорит с участками слабодиоритизированных метаморфических сланцев (Такарлинская интрузия); б—частично пиритизированный метаморфический сланец (южный контакт Такарлинской интрузии кварцевых диоритов); в—полиметаллическая руда (уч. Арчасар); г—полосчатая руда полиметаллического состава; д—полиметаллическая руда с гнездами сфалерита в пиритовой (с галенитом) массе (уч. Кабахлу)

ния—магнетита происходило в две стадии: в собственно-скарновую (ассоциирует со скаполитом, гранатом, пироксеном, эпидотом) и гидросиликатную, которая сопровождалась интенсивным гипогенным разложением более ранних минералов с замещением их эпидот-кальцит-хлоритовой ассоциацией. В конце скарнового этапа в небольшом количестве образуются сульфиды: пирит, халькопирит, очень мало галенит, сфалерит.

Кроме этих минералов нами (Карапетян, 1969) и совместно с М. Т. Бояджян (Карапетян, Бояджян, 1970) выявлен ряд ранее здесь неизвестных рудных минералов, среди которых наибольший интерес представляют теллуриды Au , Ag , Bi (гессит, петцит, теллуrowисмутит, тетрадимит), сульфиды и сульфосоли Ni , Co , Mo , Bi (арсенопирит, кобальтин, миллерит, леллингит,

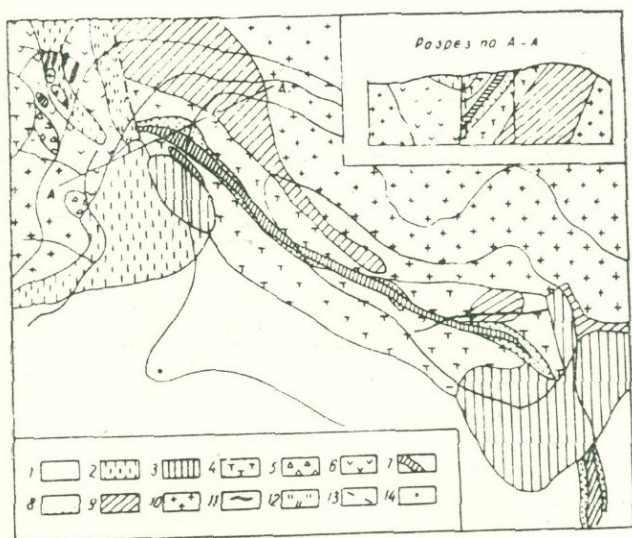
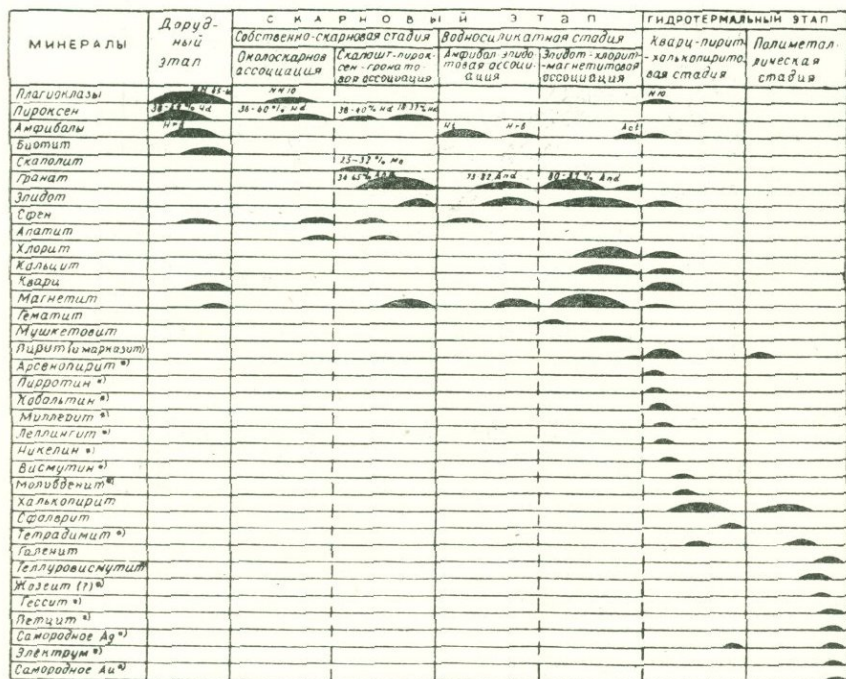


Рис. 20. Геологическая карта Разданского железорудного месторождения (по Разданской ГРП): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2 известковые песчаники (мэотис); 3—глинистые сланцы (верхний мел); 4—известковистые туфопесчаники (верхний мел); 5—6—порфиры (кембрий); 7—магнетитовая руда; 8—вкрапленная магнетитовая руда; 9—роговики; 10—гранодиориты и кварцевые диориты (средний эоцен); 11—дайки порфиров и диабазовых порфиров (средний эоцен); 12—вторичные кварциты; 13—тектонические нарушения; 14—буровые скважины.

никелин, молибденит), а также самородные Au и Ag (рис. 22). Анализ сменяющихся во времени парагенетических ассоциаций минералов позволяет сделать заключение о значительном изменении формы переноса рудных компонентов. Присутствие в ранних ассоциациях скаполита и хлорсодержащей гастингситовой роговой обманки свидетельствует о значительной роли галлоидов (Cl) в переносе Fe и других элементов.

Эта форма переноса, преобладающая на ранних стадиях минералообразования, в дальнейшем уступает свое место карбонатной. Обильное выделение эпидота в водносиликатную стадию указывает на значительную роль гидросильного иона в рудоносных растворах. Дальнейшая эволюция рудообразовательного процесса приводит к значительному повышению потенциала серы. Происходит смена водносиликатной ассоциации минералов



Условные обозначения: Nd - геденбергит, And - андралит, Ht - гастингсит, Hrb - роговая обманка, Act - актинолит *) минералы установлены впервые

Рис. 21. Схема последовательности выделения минералов по стадиям минерализации Разданского железорудного месторождения

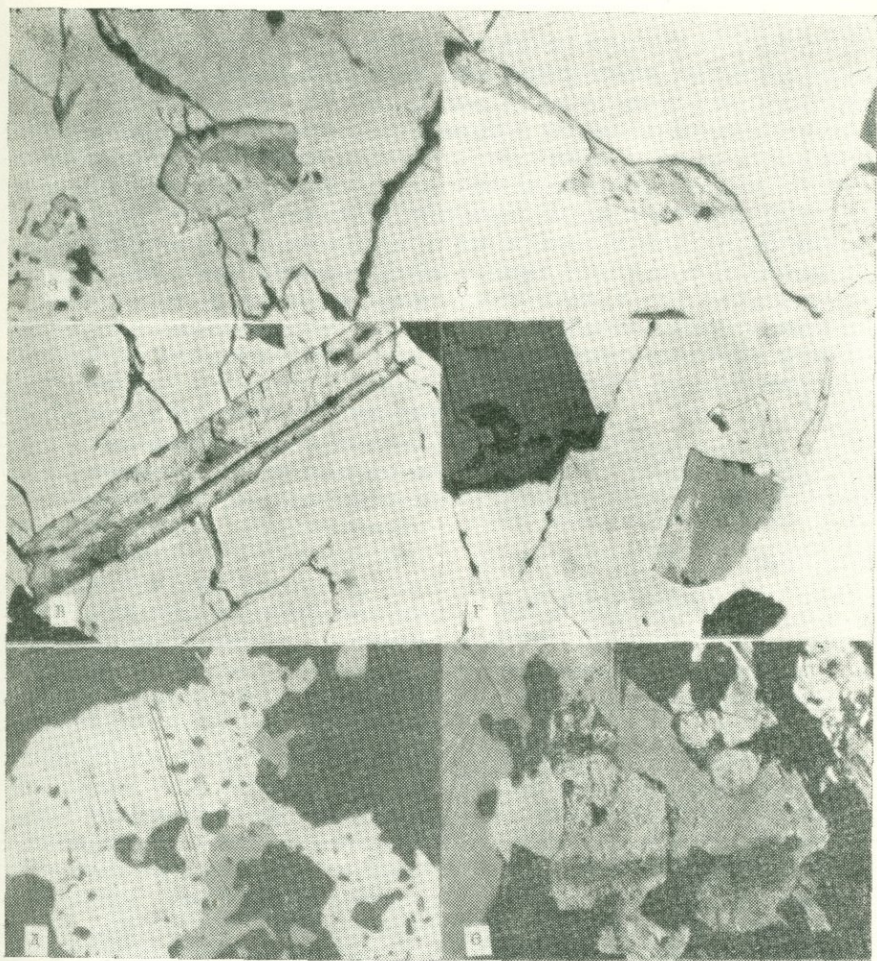


Рис. 22. Микрофото рудных минералов из Разданского месторождения: а—арсенопирит (Asp) в полях пирита (Py) в ассоциации с халькопиритом (Cp), $\times 320$; б—кобальтин (Co) и миллерит (ml) в ассоциации с халькопиритом (Cp), $\times 320$; в—никелин (Ni) в ассоциации с кобальтином (Co) и пирротинном (Po) в полях пирита (Py) с магнетитом (черный); г—теллуrowисмутит (Tv) и гессит (Hes) в полях пирита (Py), $\times 320$; д—теллуrowисмутит (Tv) и петцит (Pet) заполняют трещинку в пирите (Py), $\times 320$; е—тетрадимит (Td) и жозент (Ji) в полях пирита (Py). Полированные шлифы, во всех случаях без анализатора.

сульфидными. Вначале образуется кварц-пирит-халькопиритовая ассоциация с значительной ролью пирротина, арсенопирита, кобальтина, миллерита и других минералов. Более поздние порции рудоносных растворов существенно обогащаются Pb, Zn, Au, Ag, Bi.

В целом для месторождений и рудопроявлений скарновой железорудной формации характерна повсеместно наблюдаемая тесная пространственная связь с умереннокислыми гранитоидами (которые могут быть рассмотрены в качестве источника тепла, растворов и рудного вещества) и приуроченность оруденения к контактовым зонам интрузии с карбонатными породами. Оруденение обычно охватывает экзоскарны, скарноиды, эндоскарны и околоскарновые породы. Максимальные скопления магнетита развиты преимущественно в экзоскарновых зонах, тогда как эндоскарны и околоскарновые породы содержат вкрапленные, брекчиевые, прожилковые руды. Магнетитовое оруденение сопровождается андрадитизацией, актинолитизацией, эпидотизацией, хлоритизацией, при которых замещение скарновых минералов (сложенных катионами сильных оснований—Ca, Mg) магнетитом и другими минералами (сложенными Fe^{3+} , Fe^{2+}), по В. А. Жарикову (1968), можно «...уверенно рассматривать как следствие повышения кислотности растворов». Для минералов скарновой и наложенных стадий характерны существенные колебания состава. В частности, содержание многих элементов-примесей (Ti, V, W, Ga, Ge, и др.) в магнетите (табл. 1) во многом определяется составом пород.

Таблица 1

Содержание элементов-примесей в магнетите из некоторых месторождений скарновой железорудной формации

Элемент	Содержание в %	
	Раздан	Ахавнадзор
Ti	0,12	0,15
Ni	0,004	0,006
Co	0,017	не обн.
Mn	0,79	0,58
Ga	0,0012	0,0018
Ge	0,0001	0,0001
Cu	0,035	0,005
Pb	0,003	0,0001
Zn	0,37	0,21
Ag	0,0006	0,006

2 Рудные месторождения Цахкуняцкого рудного района

Арзаканское месторождение титана находится на правом борту ущелья р. Даллар, в 1—1,5 км к северо-западу от с. Арзакан. В геологическом строении месторождения принимают участие породы метаморфического комплекса, пред-

ставленные слюдистыми, кварц-слюдистыми, графитовыми, амфибол-хлоритовыми и актинолитовыми сланцами, мраморами, доломитами, мраморизованными известняками (рис. 23). Здесь же широко развиты мигматиты, теневые граниты и другие продукты гранитизации. На западном фланге месторождения небольшое развитие имеют породы верхнего мела (верхний турон—нижний коньяк), представленные туфоконгломератами, известняками, песчаниками, базальными конгломератами, которые трансгрессивно, с угловым несогласием перекрывают метаморфические сланцы. В пределах месторождения породы арзаканской свиты прорываются небольшими телами габбро (до Cm—Pz_1), дайками аплитов и диабазовых порфиринов. Здесь же в ЮЗ-СВ направлении протягивается полоса гидротермально измененных, захороненных, каолинизированных, серицитизированных пород. Месторождение приурочено к северо-западному крылу антиклинальной складки, ось которой проходит восточнее с. Арзакан. Дизъюнктивные нарушения проявлены в виде сбросов, один из которых с падением на юго-запад проходит через западную окраину с. Арзакан. Вдоль разлома развита зона гидротермально измененных пород.

Оруденение титана связано с актинолитовыми и амфибол-хлоритовыми сланцами. Первые из них представляют собой хрупкие, тонкослоистые, светло-зеленого цвета породы, сложенные в основном актинолитом, который образует призмы или волокна, ориентированные параллельно (фибробластовая структура). В небольшом количестве присутствуют также роговая обманка (в виде короткопризматических ромбовидных зерен), рутил, хлорит, карбонаты, халцедон, апатит. Амфибол-хлоритовые сланцы макроскопически плотные, темно-серые с зеленоватым оттенком, со слабой сланцеватостью. Местами в составе породы выделяются богатые кварцем (больше 10%) участки и в соответствии с этим подразделяются на амфибол-хлоритовые и кварц-рогово-обманковые разности. Сложены они роговой обманкой, плагиоклазом, биотитом, эпидотом, кварцем, в небольшом количестве присутствуют также актинолит, биотит, хлорит, эпидот, плагиоклаз, карбонаты, сфен, апатит, магнетит, ильменит, рутил.

Содержание двуокиси титана в актинолитовых сланцах, по данным Ц. М. Айвзяна и Б. Д. Акопян, колеблется в пределах от 1,42 до 2,78%. В амфибол-хлоритовых сланцах эти содержания значительно выше (от 1,95 до 3,8%, в среднем—2,57%). По сравнению с актинолитовыми сланцами они имеют более широкое распространение и геологоразведочными работами прослежены на расстояние более 2000 м, при мощности от 400 до 780 м. Несмотря на это, практическое значение Арзаканского месторождения определяется запасами актинолитовых сланцев, по-

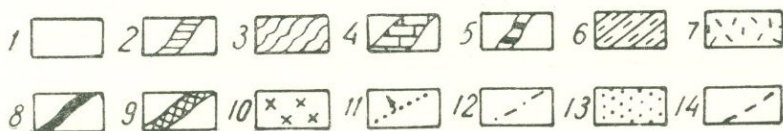
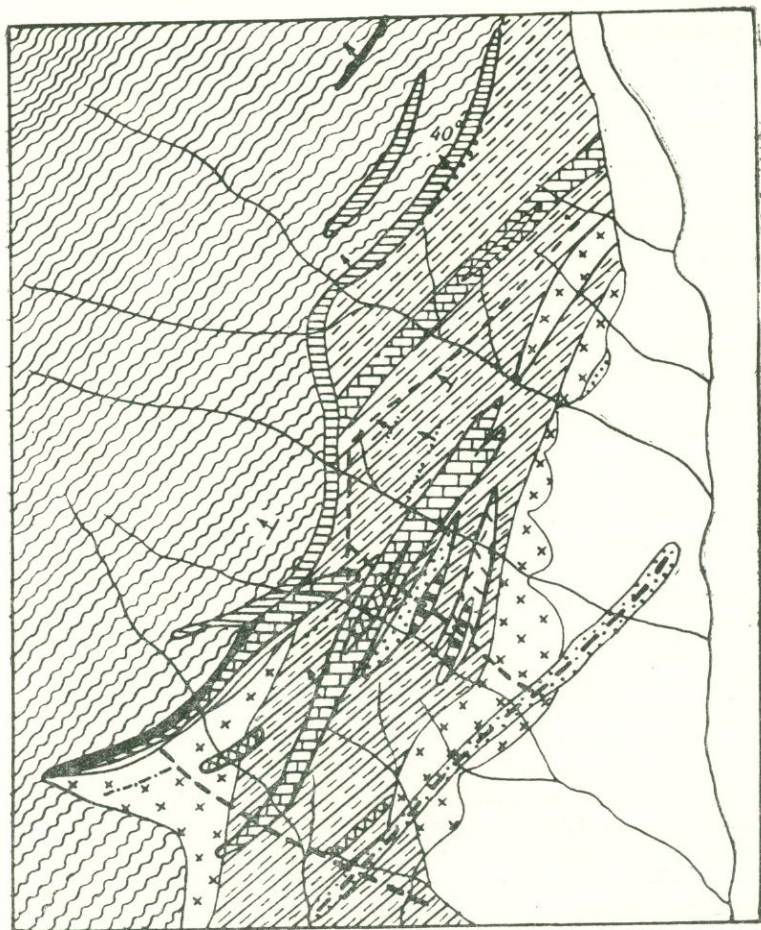


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Арзаканского месторождения титана (по А. П. Петросяну): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—актинолитовые сланцы; 3—амфибол-хлоритовые сланцы; 4—известняки; 5—доломиты; 6—кварц-слюдистые сланцы; 7—сильно окварцованные породы; 8—графитовые сланцы; 9—габбро; 10—лейкократовые граниты; 11—кварцевые жилы; 12—кварц-баритовые жилы; 13—гидротермально измененные породы; 14—тектонические нарушения.

скольким технологическим исследованиям других пород пока не дали положительных результатов. Для актинолитовых сланцев, согласно исследованиям ВИМСа, извлечение двуокиси титана гравитационно-магнитно-электрическим способом составляет 63% и может достигать до 80%. Получается рутиловый концентрат с содержанием TiO_2 —91,6%. В концентрате титан представлен главным образом рутилом, который образует удлиненные, шестоватые тетрагональные кристаллы размерами до 1,5—2 мм. Преобладают более мелкие кристаллы—от 0,1 до 0,25 мм. Количество рутила обычно составляет 3% поверхности шлифа, реже оно достигает 5—10%. Цвет красновато-бурый, спектральными и химическими анализами в нем установлены повышенные концентрации Nb, иногда Ta и ряда других элементов. Кроме актинолитовых сланцев минерализация рутила связана также со вторичными кварцитами. В них рутил образует тонкую вкрапленность и прожилки. Содержание двуокиси Ti в этих породах от 0,43 до 3,5%.

Нашими исследованиями (Карапетян, 1972) установлена отчетливо проявленная зависимость интенсивности рутиловой минерализации от рассланцованности амфиболовых, амфибол-хлоритовых и актинолитовых сланцев. Рутиловая минерализация приурочивается к рассланцованным частям и почти полностью отсутствует там, где порода лишена сланцеватости (рис. 24). При

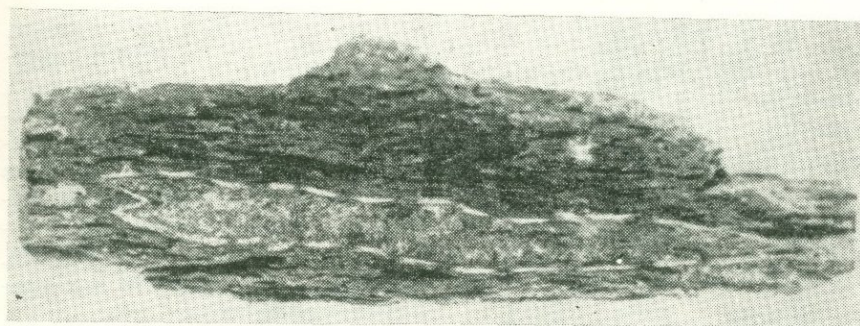


Рис. 24. Рутилоносный сланец. Выделения рутила приурочиваются к интенсивно рассланцованной, метаморфизованной части породы. Штуф, уменьшен в два раза, Арзаканское месторождение

этом микроскопические исследования показывают, что в рассланцованной части порода представлена главным образом актинолитом, хлоритом (с подчиненной ролью обыкновенной роговой обманки), а лишённые сланцеватости участки сложены преимущественно обыкновенной роговой обманкой и пироксинами. В це-

лом устанавливается зависимость между актинолитизацией, хлоритизацией и рассланцеванием породы, с одной стороны, и рутиловой минерализацией—с другой. Эта зависимость обусловлена, по-видимому, освобождением значительной части Ti при актинолитизации, хлоритизации и других изменениях роговой обманки и актинолита из рутилоносных сланцев Арзаканского месторождения. По данным химических анализов, содержание TiO_2 в роговой обманке в 3—5 раз выше (2,5—4,7%), чем в актинолите (0,8—0,9%). Структурные взаимоотношения рутила с породообразующими минералами показывают синхронность рутиловой минерализации с актинолитизацией. Под микроскопом устанавливаются различные стадии образования кристаллов рутила, соответствующие степени актинолитизации и рассланцованности метаморфических сланцев. Однако сравнительное изучение актинолитизированных и хлоритизированных сланцев показывает, что рутиловая минерализация не является процессом простого изменения форм нахождения Ti в породе, а сопровождается значительным перемещением Ti в пределах метаморфизируемой толщи. О таком перемещении, на наш взгляд, свидетельствует зональность распределения рутиловой минерализации, выраженная в приуроченности наиболее высоких концентраций Ti к средней части разреза Арзаканского месторождения. Не исключена возможность привноса некоторой части Ti из более глубоких зон, где проявлены процессы ультраметаморфизма и гранитизации. Основанием для такого заключения служит, с одной стороны,

Таблица 2

Содержание некоторых элементов-примесей во вкрапленных магнетитовых рудах Арзаканского месторождения в %

Элементы	№ проб		
	962	934	965
Ni	0,032	0,042	0,018
Co	0,032	0,032	0,075
Ti	4,2	3,2	0,045
V	0,056	0,032	—
Nb	0,001	0,001	—
Cu	0,0024	0,0024	0,0056
Pb	—	—	0,0032
Ag	—	—	0,0005
Sb	—	—	4,2
Zn	0,0056	0,0056	0,0056
Yt	0,001	0,001	0,001
Au	0,001	0,001	—

факт резкого уменьшения содержания Ti в гранитизированных породах, с другой—наличие рутиловой минерализации в виде секущих прожилков, развитых в гидротермально измененных породах, и тесная ассоциация титана с элементами (Cu, Pb, Zn, Au, Ag), характерными для ультраметаморфических руд.

Арзаканское месторождение железа представлено вкрапленным магнетитовым оруденением, приуроченным к эффузивным и экструзивным метавулканитам, которые входят в состав подсветы порфиroidов зеленосланцевой серии. Последняя, по В. А. Агамаяну, относится к нижнему палеозою. Магнетит

образует выделения идиоморфных кристаллов, которые развиваются по определенным направлениям сланцеватости (рис. 25). Микроскопическое изучение полированных и прозрачных шлифов позволяет считать, что образование магнетита является результатом метаморфического преобразования породы, замещения железосодержащих минералов кварцем и плагиоклазами. Местами количество магнетита достигает 30—35%. Среди элементов-примесей заслуживают внимания Ti, Au, а также Sb, Ni, Co (табл. 2).

Этот тип минерализации в пределах метаморфического комплекса, несомненно, имеет более широкое развитие и заслуживает более детального изучения.

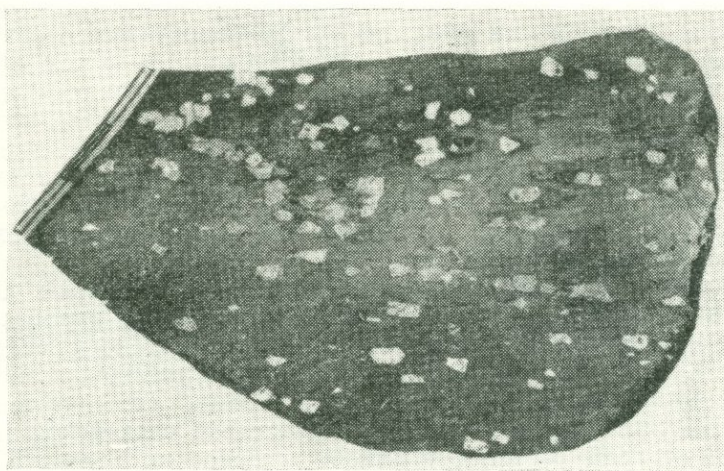


Рис. 25. Магнетитовый аповулканит (метаморфический сланец), ущелье р. Даллар.

3. Рудные месторождения северо-западной части Памбак-Зангезурской зоны и Гегамского нагорья.

Месторождение самородной серы вулкана Арагац расположено прямо в жерле вулкана, где породы, по В. М. Амаряну (1964, 1970), представлены андезитами, андезито-дацитами, дацитами, андезито-базальтами, туфами. Имеются также андезито-дацитовые секущие тела (дайки или корни излияния). В пределах рудопроявления породы алунитизированы, каолинизированы, хлоритизированы, пиритизированы, местами

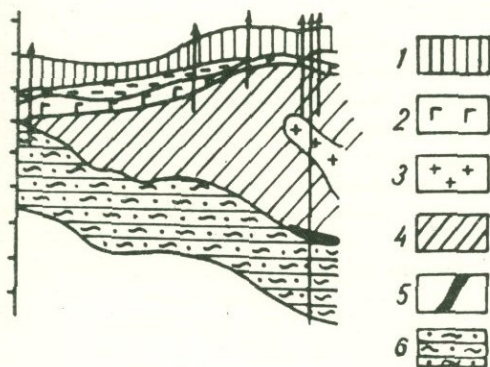
проявлена халцедонизация. Здесь содержание алунита, по П. И. Лебедеву, достигает 41%. В них установлены Cs_2O —20—250, Rb_2O —100—290, Li_2O —20—150 г/т. Среди алунитизированных пород, общая площадь которых превышает 4,5—5 кв. км, выделяются линзообразные тела окварцованных пород с пиритом и (или) халькопиритом. Мощность этих тел 30—40 м, прослеживаются по простиранию до 60—70 м. Кроме пирита и халькопирита в составе этих руд участвуют также сфалерит (черный, медово-желтый), реальгар (вишнево-красный, мелкозернистый), аурипигмент (канареечно-желтый, обычно крупные кристаллы), галенит, самородное золото (дендритовые и округлые), а также рутил, циркон, апатит. В штучных пробах химическими анализами установлены также: Pb—0,16, Cu—0,02, Zn—0,03—0,05%, Hg, Se, Te—следы. Пробирными анализами в 20 бороздовых пробах установлены: золото—0,4—0,9 усл. ед., серебро—1,5—5 усл. ед.

В пределах алунитизированных пород выделяются также участки проявления самородной серы (часто с пиритом), которая нередко образует гнездообразные скопления (диаметром до 15 см) в виде мелких включений, а иногда и крупных кристаллов размером до 3—5 см. Мощность этой зоны 60 м, протяженность—около 300 м. Содержание свободной серы в штучных пробах из зоны достигает 4—4,5%.

Абовьянское (Капутанское) месторождение. В геологическом строении рудного поля месторождения преобладают вулканогенные породы неогенового и четвертичного возраста (рис. 26). Под ними залегают туфобрекчии, туфокогломераты, туфогенные песчаники вохчабердской толщи (нижний-средний плиоцен), глины, песчаники, пески, известняки разданской толщи (средний-верхний сармат), а также гипсоносная (средний сармат), соленосная (средний миоцен), пестроцветная (олигоцен-миоцен) толщи общей мощностью около 2,5 км.

В пределах самого месторождения бурением вскрыты разданская толща, представленная песчаниками, глинами с пиритом, скаполитом, и «вохчабердская» свита, представленная туфообломочными породами с полуокатанными и окатанными обломками андезитов и андезито-базальтов. Эти две толщи прорываются субвулканическими экструзивными телами андезито-дацитов с крутыми (70—80°) контактами (рис. 26). В отношении их возраста мнения исследователей значительно расходятся. А. Т. Асланян их относит к миоцену, К. Н. Паффенгольц—олигоцену, А. А. Габриелян—плиоцену, Дж. Л. Оганесян—эоцис-понту, Л. Б. Саруханян—постсармат-допонтийскому и т. д. Учитывая факт прерывания средне-верхнесарматских отложений (глины и глинистые песчаники) этими породами и данные определения абсолютного возраста биотита из магнетит-биотитовых и других прожилков

А



Б

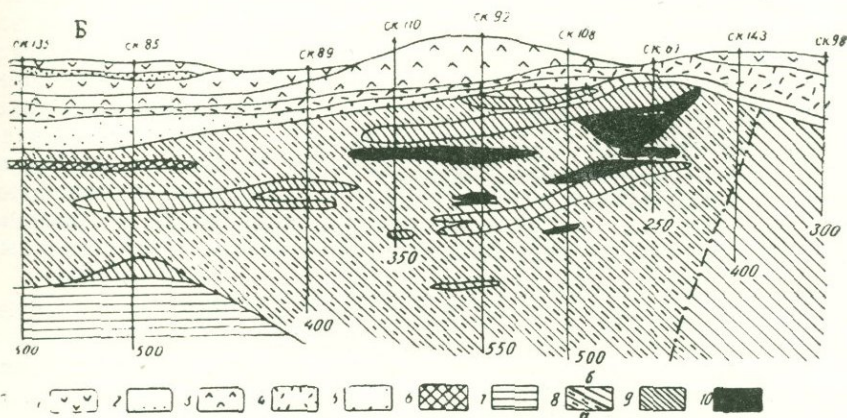


Рис. 26. А. Разрезы по Аванским, Эларским и Арамусским скважинам на соль (по С. А. Мовсисяну): 1—вулканогенные образования (базальты, туфы, пемзы и др.), 2—гипсоносная толща (плиоцен, сармат). Верхний миоцен—средний миоцен: 3—эссекситовое габбро, 4—соленосная толща, 5—промежуточная толща; 6—красноцветная толща (верхний олигоцен—нижний миоцен).

Б. Разрез по Абовянскому апатит-магнетитовому месторождению (по М. А. Аракелян, Ш. А. Арутюнян, К. Г. Саркисян, Л. Б. Сарухян). Верхний плиоцен-четвертичный: 1—базальты, андезитобазальты и их шлаки; 2—андезиты и их шлаки; 3—липарито-дациты; 4—долеритовые базальты, 5—валунно-галечниковые образования; 6—долеритовые базальты. Четвертичный: 7—глинистые песчаники и глины. Средний-верхний сармат: 8—экструзия андезито-дацитов. Постсарматский, допонтийский (?): а—безрудные, б—оруденные с вкрапленными рудами; 9—брекчиевидно-прожилковые руды; 10—массивная магнетитовая руда

(6—7 млн. лет, понт-киммеридж, данные Л. Б. Саруханян, 1971), можно сделать заключение о нижнеплиоценовом (понтическом) возрасте субвулканических андезито-дацитов. На эродированной поверхности экструзивных и осадочных пород залегает валунно-галечниковая толща (мощностью до 75—80 м), в составе которой встречаются гальки и валуны рудовмещающих андезито-дацитов, массивных и брекчиевидных апатит-магнетитовых и магнетитовых руд. Весь этот комплекс пород перекрывается верхнеплиоценовыми и четвертичными лавами вулканов Агмаган (базальты), Атис, Гутансар. Основная часть массива г. Атис представлена вулканогенно-обломочными породами, силлами андезито-базальтов, дацитов и многочисленных даек мощностью от 10—15 см до 20—25 м, протяженность даек от нескольких до сотен метров. Над этими породами залегают липариты, липарито-дациты, обсидианы, дациты, перлиты. Стратиграфически выше залегают лавы андезитов и андезито-базальтов (четвертичные). Продукты вулкана Гутансар представлены перлито-пемзовыми образованиями, липарито-дацитами, андезито-дацитами, андезито-базальтами и андезитами.

Интрузивные породы в пределах рудного поля Абовянского месторождения имеют незначительное развитие. В коренном залегании они установлены буровыми скважинами в виде пластовой интрузии плотного долеритового габбро-базальта мощностью 200 м. Кроме того, в андезито-дацитах и роговообманковых андезитовых порфиритах развиты ксенолиты основных пород, среди которых А. С. Остроумова (1967) выделяет ксенолиты микродиоритового и габбрового облика, пироксенсодержащие и амфиболовые горнблендиты. В пределах рудного поля и месторождения А. Р. Арутюнян выделяет дайки роговообманковых андезитовых диорит- и габбро-порфиров.

В пределах месторождения с ЮЗ на СВ проходит дизъюнктивное нарушение с падением на СЗ под углом 60—80°.

Обломки магнетитовых руд Капутанского рудопроявления были описаны еще в 1899 г. Арцыбашевым, затем В. Меллером (1917), К. С. Галаджа (1926), А. А. Турцевым, К. Н. Паффенгольцем (1937). Коренные выходы апатит-магнетитовых руд здесь впервые были установлены и описаны И. Г. Магакьяном, Э. А. Хачатуряном, Г. О. Пиджяном. Одновременно Ц. Г. Акопян и Э. А. Арутюнян магнитометрической съемкой выявили ряд аномалий, которые в 1961—1962 гг. были оконтурены геофизической службой УГ СМ АрмССР (нач. Г. Б. Петросян). Начиная с этого же времени проводились геологоразведочные работы (М. А. Аракелян, Ш. А. Арутюнян, К. Г. Саркисян), в результате которых были выявлены и подсчитаны промышленные скопления апатит-магнетитовых руд (с содержанием железа в среднем 32%).

Детальное минералого-геохимическое изучение руд и условий образования месторождения осуществлено Л. Б. Саруханян, Г. Б. Межлумяном и др. Автором настоящей работы проведены специальные исследования для выяснения степени концентрации и форм нахождения редких, благородных и рассеянных элементов в рудах месторождения.

Оруденение локализовано в андезито-дацитах, глинах, глинистых песчаниках (разданская свита), туфобрекчиях, туфоконгломератах («вохчабердская» толща) и представлено ветвящимися жилами, гнездообразными, пластообразными, линзообразными телами и зонами массивных, брекчиевидных, прожилково-вкрапленных руд. Последние в большинстве случаев сопровождаются другими типами руд или проявлены автономно. Общая протяженность прожилково-вкрапленного оруденения составляет 600 м. Скопления массивных и брекчиевидных руд обычно приурочены к тектоническим нарушениям, к участкам и зонам эксплозивного брекчирования, интенсивному проявлению которого, кроме благоприятных магматических условий, по-видимому, способствовали отмеченные выше соленосные отложения. Последние под воздействием магмы и в результате диссоциации галлита могли поставлять хлор в качестве эксплозивного агента (Котляр, 1960). По минеральному составу в пределах месторождения выделяются апатитовые (с подчиненной ролью магнетита), апатит-магнетитовые, массивные магнетитовые (с незначительной ролью апатита), скаполит-магнетитовые руды. Значительное развитие имеют также магнетит-карбонатные, апатит-карбонат-магнетитовые, кварц-пирит-карбонатные, биотит-карбонат-скаполитовые, биотитовые и карбонатные прожилки, образование которых соответствует определенным стадиям эволюции процесса эндогенного рудообразования. На основании возрастных взаимоотношений и текстурно-структурных особенностей отмеченных выше руд Л. Б. Саруханян (1971) в формировании Абовянского месторождения выделяет одну предрудную (скаполитовую) и четыре рудные стадии минерализации. Собранный нами фактический материал дает основание заключить, что собственно-рудообразовательный процесс в пределах месторождения начинается натриевым метасоматозом, выразившимся в скаполитизации основных плагиоклазов, андезито-дацитов, глинистых песчаников и других рудовмещающих пород. В ассоциации со скаполитом присутствуют также вкрапленный магнетит, актинолит, биотит, кальцит. Образование основных промышленных концентраций апатит-магнетитовых руд происходит во вторую—apatит-магнетитовую стадию минерализации, продукты которой представлены апатитовыми, апатит-магнетитовыми жилами, прожилками, брекчиевидными и массивными

ми скоплениями почти мономинеральных магнетитовых руд. В минеральном составе руд этой стадии принимают участие также гематит, мушкетовит, мартит, ильменит, рутил, пирит, а также франколит (штаффелит), элестадит, скаполит, карбонаты, актинолит, биотит. В третью (магнетит-карбонатную) стадию образовались прожилки и скопления, сложенные главным образом магнетитом и карбонатами. В значительном количестве присутствуют также апатит, скаполит, биотит. Рудообразовательный процесс завершается образованием сульфидных (пиритовых), кварц-пирит-карбонатных прожилков, в составе которых в небольшом количестве присутствуют халькопирит, сфалерит и другие минералы.

Обобщение результатов большого количества спектральных и химических анализов магнетита показывает постоянное присутствие в нем Ti (до 3%), Mg (до 1%), Na, Ca, Al, Mn, W (до десятых долей процента), Cr, Ni, Cu, Co (до сотых долей процента). В единичных пробах магнетита установлены также Li, Zr, Pb, Se, Ge, Ag (в количестве тысячных и десятитысячных долей процента). В тесной ассоциации с массивным магнетитом в виде кристаллических включений, прожилков или небольших скоплений встречаются ильменит и рутил. К числу широко распространенных рудных минералов относится пирит, который представлен тонкой вкрапленностью, идиоморфными кристаллами (размером до 1,5—2 мм) и прожилками (мощностью до 5—6 см). В составе этих прожилков в небольшом количестве присутствуют также колломорфный пирит, магнетит, гематит, халькопирит, сфалерит, кварц, кальцит, родохрозит, скаполит, биотит, актинолит. В минеральном составе руд Абовянского месторождения наряду с магнетитом важную роль играет апатит. Будучи одним из главнейших и широко распространенных рудообразующих минералов, он наибольшие скопления образует в продуктах апатит-магнетитовой стадии минерализации. В них относительное количество апатита колеблется в больших пределах, обуславливая образование от почти мономинеральных апатитовых жил до массивных магнетитовых руд с небольшой ролью апатита. Согласно данным химических анализов состав апатита из различных типов руд и ассоциаций минералов колеблется в широких пределах: Cl—1,24—3, P—0,3—12,16, CaO—5,33—58,75, P₂O₅—36,15—42,48%. В составе апатита почти всегда присутствуют Ti (до 4,08), Mg (до 2), Mn (до 1), Sr (до 0,6%). Сравнительно повышенные концентрации образуют Zn, Cu, Pb, Mo, Ba, Ti, V. Среди всех перечисленных элементов наибольший интерес представляют редкоземельные элементы (табл. 3), около 80—90% содержания которых составляют Ce, La и Nd.

По возрасту оруденения Абовянское месторождение является одним из наиболее молодых в пределах зоны. Нижний возрастной предел оруденения определяется как постсарматский, верхний—соответствует понт-киммерию (6—7 млн. лет). В отношении генетической связи оруденения и, в частности, источника рудного вещества, мнения исследователей существенно расходятся: И. Г. Магакьян, Э. А. Хачатурян, Г. О. Пиджян, Э. Х. Гулян, А. Р. Арутюнян, Г. Б. Межлумян и др. считают, что оруденение генетически связано с предполагаемым интрузивом, залегающим на глубине. Другие оруденение генетически связывают с андезито-дацитами (Григорян, 1964) или с магматическим очагом андезитовых лав (Арутюнян и др.; Саруханян, 1971). Морфология рудных тел, структурно-текстурные особенности, вещественный состав руд, их минералого-геохимические особенности и, в частности, соотношение концентраций петрогенных, промежуточных и металлогенных элементов дают основание руды Абовянского месторождения отнести к позднеорогенным типоморфным формациям глубинно-вулканической подгруппы с ювенильно-коровым источником рудного вещества. При этом повышенная железистость эффузивного комплекса района месторождения может свидетельствовать об обогащенности самого магматического очага Fe. Кроме того, часть железа могла бы заимствоваться из вмещающих пород (андезито-дациты, туфобрекчии, туфоконгломераты) и древних интрузивных пород, которые под воздействием гидротермальных растворов в результате замещения богатых Fe темноцветных минералов каолином, серицитом, кварцем, кальцитом объединены железом. Выносу железа, как справедливо заметила Л. Б. Саруханян, по-видимому, способствовал Cl, концентрация которого в рудах достигает 3%. Входит он в состав апатита (F—Cl апатит), скаполита (мариялитового состава) и других минералов. Наиболее вероятным источником Cl считается галит, который под воздействием внедрившейся магмы и гидротермальных растворов диссоциировался, способствуя образованию хлоридов железа (FeCl_2 , FeCl_3). Нам кажется не ме-

Таблица 3

Пределы колебания содержаний редких земель в апатите Абовянского месторождения

Элемент	Содержание в %
La	0,64—1,10
Ce	1,36—2,30
Pr	0,05—0,09
Nd	0,22—0,44
Sm	0,02—0,03
Eu	0,001—0,0016
Gd	0,03—0,04
Dy	0,06—0,017
Er	0,0014—0,004
Tr	0,0003—0,0004
Yb	0,002—0,0038
Lu	0,0003—0,003
Y	0,10—0,14

нее обоснованным источник фосфора искать среди осадочных пород средне-верхнесарматского или более древнего возраста. Широкое развитие Ca—Mg—Fe—Mn карбонатов и резкое преобладание кальциевых карбонатов над магниевыми дают основание заключить о формировании Абовянского месторождения в условиях малых глубин. Вероятной формой переноса железа являются комплексные соединения типа $\text{Fe}(\text{Fe}^{2+} \text{Cl}_2) \text{—} \text{Fe}^{3+} \text{Cl}_6$ и $(\text{NaFe}^{3+} \text{Cl}_6) \text{—} (\text{NaFe}^{2+} \text{Cl}_4)$.

4. Рудные месторождения Вайкского рудного района

Варденисское месторождение расположено в верховьях р. Ехегис, в крайней СВ части Вайка. В геологическом строении месторождения принимают участие эффузивы андезит-дацит-липаритового состава среднеэоценового и миоплиоценового возраста, липарито-дацитовые экстрוזии и субвулканические тела, гипабиссальные интрузии гранориоритов, секущие тела кварцевых и других порфиринов (рис. 27). Рудовмещающие породы слагают вулканическую структуру центрального типа.

Вдоль контактов экстрוזий с лавобрекциями, в особенности на участках развития вторичных кварцитов, проявлено рений-молибденовое оруденение в виде вкрапленности и прожилков молибденита. В рудном поле породы гидротермально сильно изменены (местами до стадии вторичных кварцитов). Протяженность таких пород более 3 км, глубина распространения 200—250 м. Содержание Мо в этих зонах иногда достигает 0,2%, хотя в среднем оно ниже 0,01—0,02%.

На центральном участке молибденит образует вкрапленность среди сильно измененных порфиринов. Здесь же выделяются сравнительно более интенсивно минерализованные подзоны (Мо—0,05—0,07%) мощностью 5—7 м, протяженностью 250—700 м. В большинстве случаев эти участки соответствуют выходам интенсивно брекчированных, переработанных субвулканических тел липарито-дацитов. Молибденит развивается по зальбандам тонких кварцевых прожилков, в которых наибольшее развитие имеет также пирит.

Важнейшей особенностью руд Варденисского месторождения является высокая ренийность. В сравнительно бедных Мо (0,004%) рудах содержание Re иногда достигает 0,19% (Акопян, 1967). В молибденитовых концентратах с содержанием Мо от 6 до 20% содержание Re достигает 0,94%. В мономинеральной пробе молибденита концентрация Re составляет 1,88% (Фарамазян, 1961). При этом, в отличие от плутогенных медно-молибденовых формаций зоны в отдельных пробах рядовой молибде-

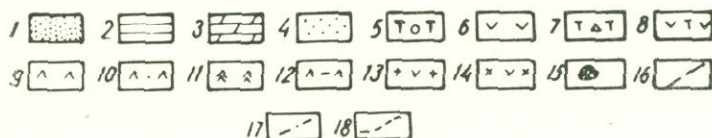
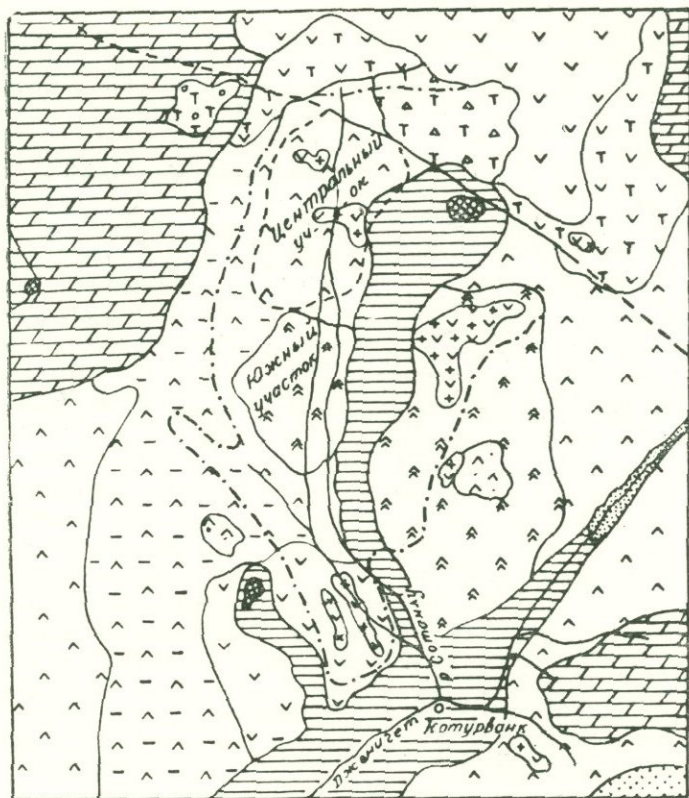


Рис. 27. Схематическая геологическая карта Варденисского рудного поля (составлена по данным Б. М. Барсегяна и А. А. Асатрян): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—лавы типа «Д»; 3—лавы типа «В»; 4—пемзовые песчаники и андезито-дациты; 5—туфоконгломераты и туфы; 6—кварцевые порфириды; 7—туффиты, туфы и туфопесчаники; 8—порфириды и туфы; 9—порфириды, туфы и туфобрекчии; 10—роговообманковые порфириды; 11—зеленокаменные порфириды; 12—туффиты; 13—секущие тела кварц-порфиров; 14—дайки кварц-порфиров; 15—вулканические конуса; 16—тектонические нарушения; 17—контуры гидротермально измененных пород; 18—зона гидротермально измененных пород

нитовой руды содержание Re выше, чем Mo (табл. 4), что дало основание сделать предположение о наличии здесь других концентратов Re или его собственного минерала (И. Г. Магакьян, Г. О. Пиджян, А. С. Фарамазян), а месторождение отнести к рений-молибденовой формации (Карапетян, 1977).

Таблица 4

Содержание Re и Mo в рудах Варденисского месторождения (по данным А. Г. Акопяна и А. И. Карапетяна).

Наименование пробы	Содержание в %	
	Re	Mo
Кварц-молибденитовая руда	0,019	0,004
"—"	0,019	0,007
"—"	0,034	0,02
"—"	0,027	0,16
"—"	0,021	0,14

Местами здесь проявлена Cu—As минерализация в виде прожилков, пересекающих рений-молибденовую минерализацию. В составе Cu—As руд участвуют энаргит, теннантит, халькозин (гипогенный), халькопирит, а также люцит, борнит (гипогенный), висмутин, тетрадимит, самородные Au и Ag, разновидности германита и реньерита. В пределах месторождения небольшое развитие имеет также полиметаллическая минерализация в виде прожилков кварц-карбонат-полисульфидного состава, характери-

зующихся повышенным содержанием Au, Ag, Te, Ge, Ga.

Возраст рудовмещающих пород, приуроченность оруденения к экструзивным телам, особенности минерального состава, геохимии руд и структуры рудного поля дали нам основание, вслед за Г. О. Пиджяном и А. Г. Акопяном, оруденение связать с очагом экструзивных тел, считая их глубинно-вулканогенным образованием (Карапетян, 1978).

Советашенское месторождение представлено линейно-вытянутыми трубообразными и линзообразными зонами гидротермально измененных пород с минерализацией ртути. Первые данные о наличии киновари в шлихах среднего течения р. Арпа и ее притоков были получены В. Н. Котляром, а в бассейне р. Элпин—И. Г. Магакьяном. Более поздние работы, проведенные шлиховым отрядом УГ СМ АрмССР в составе А. Г. Мидяна, П. М. Бартияна, А. Д. Мнацаканяна, выявили описываемое месторождение. Здесь разведочными работами, проведенными в 1970—1971 гг. (Ш. С. Антонян, Э. Н. Матевосян), выявлено семь ртутоносных зон и ряд небольших участков (рис. 28), в пределах которых Hg представлен в виде колломорфной и кристаллической киновари, реже метациннабарита, образующих тонкую вкрапленность, волосяные прожилки и мелкие гнезда в трахитах, трахиандезитах и известняках. Содержание Hg в зонах колеблется от следов до 1,45%. В 5 км к СЗ от этих зон, под ла-

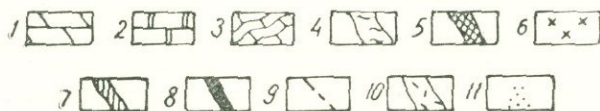
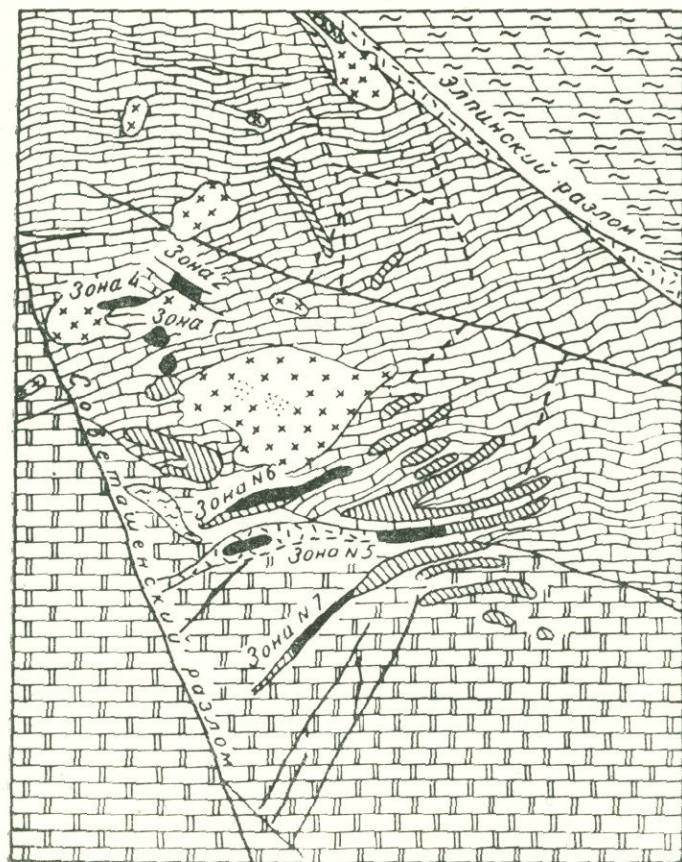


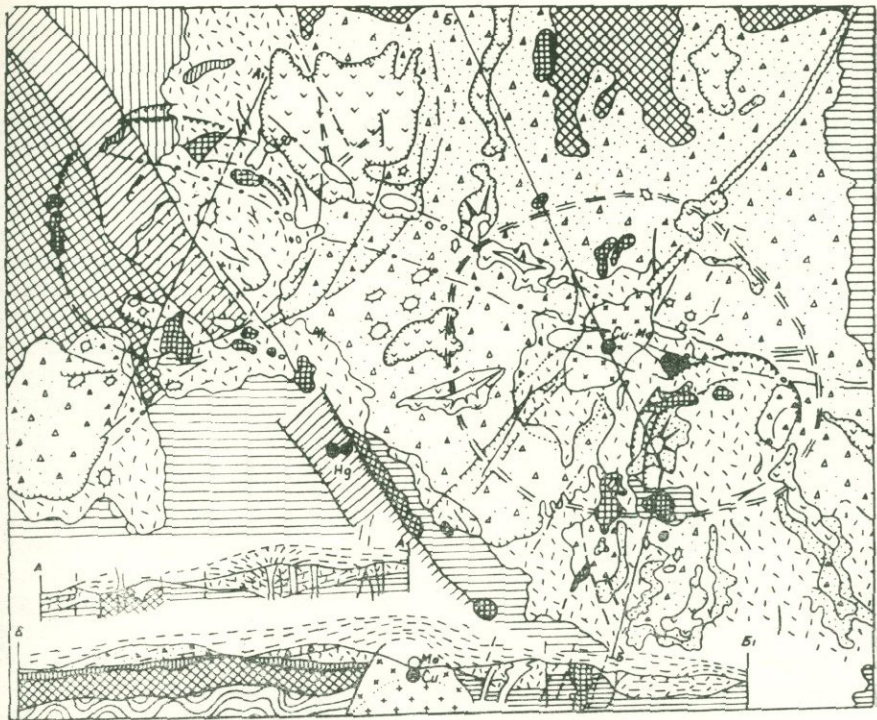
Рис. 28. Схематическая геологическая карта Советашенского месторождения ртути (составлена с использованием данных Э. Н. Матевосяна и исследований автора): 1—глинистые песчаники, песчаные известняки, мергели (Pg_2^2); 2—известняки плотные, слабопесчанистые, светло-серые (Pg); 3—известняки толстослоистые (P); 4—глинистые сланцы (C); 5—вторичные кварциты (D); 6—санидиновые трахиты (N_1-N_2); 7—зоны с обломками трахитандезитов с зернами киновари; 8—рудные зоны; 9—тектонические нарушения; 10—зоны дробления; 11—участки с макроскопически видимыми зернами киновари.

вами андезито-базальтов бурением выявлены промышленные концентрации Hg.

Отчетливо проявленная пространственная связь оруденения Hg с экструзивными телами санидиновых трахитов (в секущих структурах и приконтактных частях), широкое развитие субвулканических экструзивных тел, интенсивная раздробленность рудного поля многочисленными нарушениями наряду с полученными результатами дают основание Советашенское месторождение отнести к наиболее перспективным объектам в отношении ртутного оруденения.

Элпинское месторождение расположено в 2—3 км к СЗ и СВ от с. Элпин, на абсолютных отметках 1700—1800 м. Оруденение приурочено к месту пересечения дизъюнктивных нарушений СЗ—общекавказского и СВ—близмеридионального простираний, где проявлен комплекс разновозрастных и различных по составу (средний, кислый, субщелочный) и фации (эффузивный, экструзивный, субвулканический) магматических образований (рис. 29). По данным бурения, на глубине эти породы прорваны субвулканической интрузией гранодиорит-порфиров и дайками микродиоритов, диорит- и дацит-порфиров. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, молибденитом, в небольшом количестве присутствуют: галенит, сфалерит, теннантит, магнетит, которые в виде тонкой вкрапленности, гнездообразных скоплений и молибденитовых, кварц-пирит-халькопиритовых, кварц-карбонат-полисульфидных (пирит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит), гипсовых, ангидрит-пиритовых взаимопересекающихся прожилков развиты среди вторичных кварцитов (каолинитовая, каолинит-гидрослюдная и карбонат-гидрослюдная фации).

Наиболее интенсивная (макроскопически видимая) минерализация молибденита развита в наиболее глубоких эрозионных врезках массива вторичных кварцитов. Среди последних В. Ф. Качурин и др. (1975) выделяют две зоны. Верхняя, или надрудная, мощностью 300 м соответствует монокварцевой, алунитовой, каолинитовой и частично каолинит-гидрослюдной фациям. Характеризуется она сравнительно небольшими содержаниями меди и молибдена (в среднем 0,009 и 0,0031% соответственно). Нижняя, или собственно-рудноносная зона соответствует каолинит-гидрослюдным и карбонат-гидрослюдным кварцитам (мощность 350 м). Характеризуется повышенными содержаниями меди (до 0,8%) и молибдена (до 0,25%), в среднем 0,16 и 0,14% соответственно. Внутри этой зоны выделяется интервал мощностью 250—275 м со средними содержаниями меди и молибдена 0,2 и 0,16%, а в отдельных участках содержание меди колеблется в пределах от 0,3 до 0,8%. Молибдениты Элпинского месторожде-



- | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
| 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 |

Рис. 29. Схема Зовашен-Варденисской вулcano-тектонической депрессии (по Л. А. Лисицину и В. Ф. Качурину, (1974). 1—Цахкуняцкая свита (III этап) (N_2^1); 2—Вохчабердская свита (II эт.) (N_3^1); 3—пирокластические образования щелочно-кислого состава, низ вохчабердской свиты; 4—Элпинская свита (N_3^1); 5—песчано-глинистые отложения (средний палеоген); 6—терригенно-карбонатные отложения (Cr_1); 7—дислоцированные терригенно-карбонатные отложения (Pz_{2-3}); 8—эопалеозойский фундамент; 9—экструзии среднещелочного состава; 10—кварцевые диорит-порфиры; 11—гранодиорит-порфиры; 12—интрузии монзонитов; 13—дайки андезитовых порфиритов; 14—некки, выполненные пирокластическими образованиями; 15—некки, выполненные эффузивами; 16—предполагаемые центры экструзивных куполов; 17—региональные разломы глубокого заложения; 18—те же, слабо проявленные на поверхности; 19—внутри-блоковые разломы; 20—кольцевые разломы; 21—кальдеры проседания; 22—элементы залегания; 23—Элпинское месторождение; 24—Советашенское месторождение; 25—первичные ореолы рассеяния Мо (3—4 фона); 26—предполагаемые контуры субинтрузивов; 27—направление лавовых потоков

ния представляют определенный интерес и в отношении концентрации рения, в них содержание этого элемента достигает 0,3—0,45% (Фарамазян, 1972). Руды Эллипского проявления, и в особенности богатые галенитом, сфалеритом и халькопиритом, часто характеризуются повышенной золотоносностью.

Газминское месторождение расположено в северо-западной части Аргичи-Гюмушханской рудоносной зоны, на абсолютной отметке 2300—2800 м. Охватывает присводовую часть сравнительно пологопадающего крыла Тексарской аantikлинали. Рудное поле слагают вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена, представленные порфиритами, агломератовыми, витрокластическими и др. туфами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, лавобрекчиями андезитовых порфиритов. Породы этого возраста пересекаются небольшими телами гипабиссальной интрузии сиенито-диорит-граносиенит-гранитовой серии, представленные диорит-порфиритами, сиенито-диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, дайками гранит-, гранодиорит- и диорит-порфиритов, лампрофиров. Эти породы в пределах рудного поля смещены постскладчатыми нарушениями преимущественно сбросо-сдвигового характера, многие из которых одновременно контролируют внедрение штоков и дайкообразных тел интрузий и полиметаллического оруденения.

Руды Газминского месторождения были известны еще с начала XX века, первая геологическая карта месторождения была составлена А. В. Кржечковским (1931), им же здесь выявлено около 20 рудных жил и зона прожилково-вкрапленного оруденения. Разведкой и детальным изучением месторождения занимались И. Г. Магакьян, Г. О. Григорян, Ш. О. Амирян, В. О. Пароникян, Н. С. Хачатрян, Б. Д. Акопян, С. М. Лусян, Г. С. Авакян, А. Г. Акопян, Г. О. Пиджян, А. И. Карапетян и др. Рудное поле Газминского месторождения объединяет ряд участков полиметаллического (Центральный, Кореки-дзор, Арчасар, Казан-Дурмаз, Вернашен) и Си—Мо (группы Прошибердских проявлений, Матур, Гладзори-бина, Гюли-ванк, «Новый», Прошиберд и др.) оруденения (рис. 30). Участки Центральный (Газма) и Кореки-дзор слагают собственно Газминское месторождение (рис. 31).

Сопоставление интенсивности оруденения и вещественного состава руд различных участков показывает, что в пределах рудного поля, на площади 10—12 кв. км, оруденение распределено неравномерно, с востока на запад его интенсивность постепенно падает. В этом же направлении происходит возрастание относительной интенсивности молибденового оруденения. Отчетливо проявлена приуроченность молибденового оруденения к выходам гранитоидов и гранит-порфиров (порфировидные плагииограни-

ты), а полиметаллического оруденения—к диоритам и гранодиоритам. При этом если молибденовое (с медью) оруденение локализовано преимущественно в самих интрузивных породах, то полиметаллическое тяготеет к породам кровли. В пределах рудного поля проявлена также и вертикальная зональность. Наиболее эродированные части и глубокие горизонты рудных участков характеризуются сравнительно более высокотемпературным

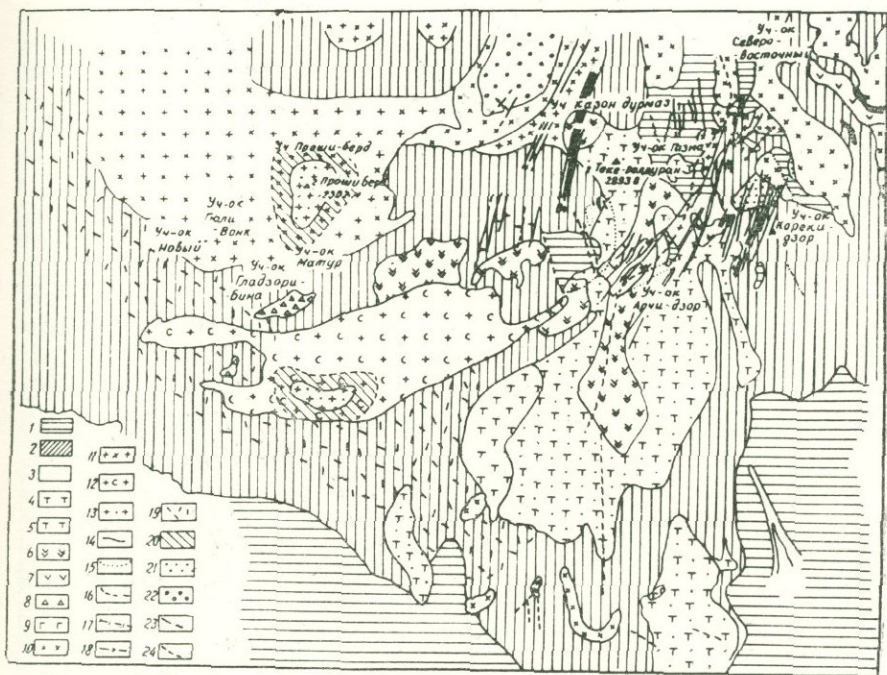


Рис. 30. Геологическая карта Газминского рудного поля (составлена по данным Э. М. Мадатяна, З. М. Арутюняна, Э. Н. Матевосяна, Л. А. Харитоновой). Средний эоцен: 1—туфоалевролиты и туфопесчаники; 2—фельзитовые туфы; 3—туффиты; 4—сильно измененные туфопесчаники с прослоями туфов; 5—агломератовые туфы; 6—порфириты пироксеновые; 7—диабазовые порфириты. Интрузивные породы послесреднеэоценовые: 8—габбро-диориты; 9—эссекситовые габбро; 10—диориты; 11—гранодиориты; 12—граносиениты; 13—гранит-порфиры (порфировидные плагнограниты). Дайки: 14—измененные диорит-порфириты; 15—роговообманковые диорит-порфириты; 16—свежие диорит-порфириты; 17—гранодиорит-порфиры; 18—лампрофиры; 19—каолиннизация, серицитизация; 20—ороговикованные; 21—окварцованные породы; 22—вторичные кварциты; 23—рудные жилы; 24—тектонические нарушения

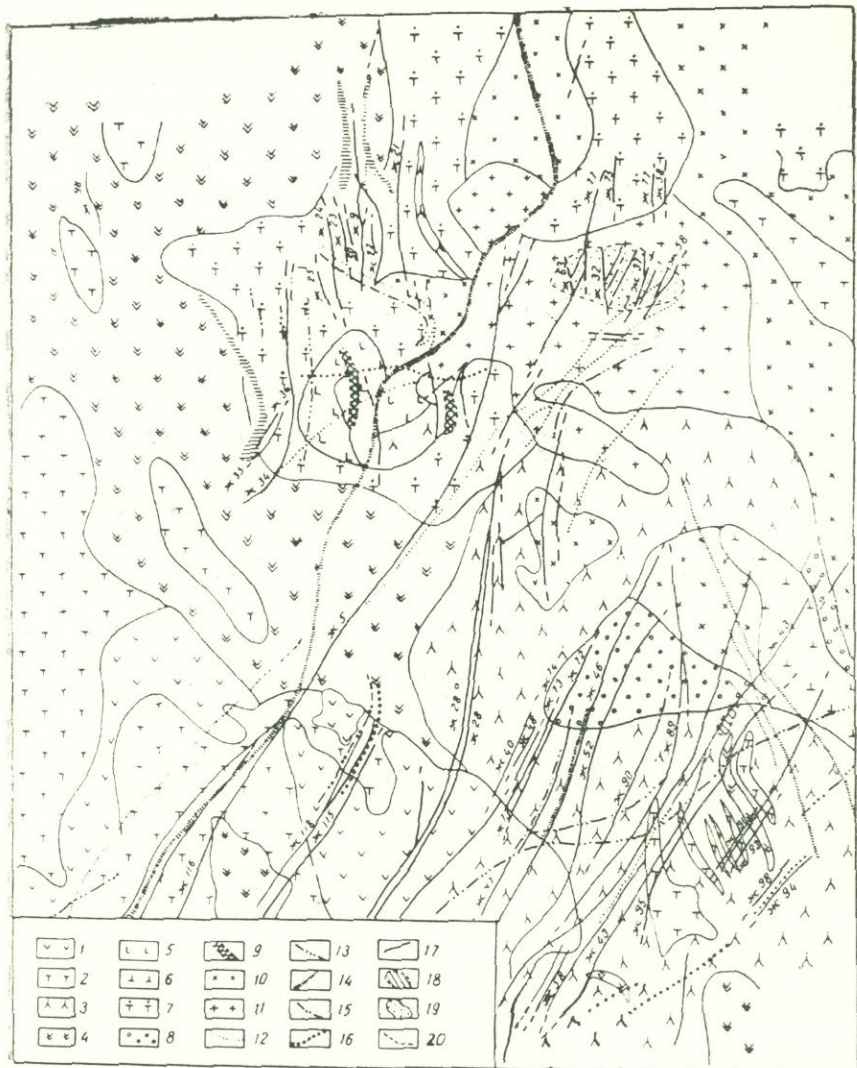


Рис. 31. Схематическая геологическая карта Газминского полиметаллического месторождения (составлена по данным В. Е. Гогиняна, Г. С. Авакяна, М. Е. Мнацаканяна, Н. Б. Гульяна, С. М. Лусяна). Средний эоцен: 1—порфиры пироксеновые; 2—агломератовые туфы; 3—туффи; 4—туфолесчаники; 5—туфогенные кварцевые алевролиты; 6—туфогенные песчаники ожелезненные; 7—туфогенные песчаники пелитизированные; 8—окварцованные туфо-алевролиты; 9—скарнированные породы; 10—кварцевые диориты; 11—гранодиориты; 12—лампрофиры; 13—гранодиорит-порфиры; 14—диорит-порфиры; 15—те же, измененные; 16—те же, роговообманковые; 17—рудные жилы; 18—зоны прожилково-вкрапленного оруденения; 19—те же Мо; 20—тектонические нарушения

оруденением (Cu—Mo, Mo, Cu, As, Zn) в породах кровли, и в верхних горизонтах снизу вверх происходит смена полиметаллических, Pb—Zn и существенно Pb руд. Эта картина распределения оруденения, характерная для рудного поля в целом, в пределах отдельных участков проявлена менее отчетливо или вовсе не наблюдается. Более того, в отдельных случаях наблюдается обратная картина распределения, что обусловлено сложностью рудообразовательного процесса и разнообразием проявления рудораспределяющих факторов. В пространственном размещении оруденения важную роль играет стадийность рудообразования. Для месторождения различными исследователями предложены значительно отличающиеся друг от друга схемы стадий минерализации. На наш взгляд, наиболее близко отражает истинную картину схема, предложенная Г. О. Григорьяном (1955): кварц-пиритовая, кварц-молибденитовая (с пиритом и халькопиритом), полиметаллическая (кварц, кальцит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, блеклая руда, самородное золото и др.), As (кварц, теннантит, пирит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, марказит, антимонит, бурнонит, арсенопирит, галеновисмутит, айкинит, тетрадимит, аргентит, карбонаты). Из этих стадий наиболее интенсивно и широко проявлена полиметаллическая стадия, с которой связано образование основных концентраций Pb и Zn. Кварц-молибденитовая стадия проявлена в пределах Прошибердских участков и в районе шт. 32, а Cu—As—в нижних горизонтах рудных тел (например, жила № 5 представлена преимущественно теннантитом).

В целом руды Газминского месторождения характеризуются низкими концентрациями Cu. В среднем по 95 рудным жилам и зонам концентрация Cu в среднем в 10 раз ниже, чем концентрация Pb или Zn (табл. 5). Последние два элемента характеризуются близко-одинаковым средним содержанием, хотя выделяется ряд жил, в которых среднее содержание одного из этих элементов резко превалирует над другим. Так, в жилах № 10, 12, 29, 35, 36, 56, 57, 98—100, 121, 130, 133 содержание Zn резко превалирует над Pb, в других жилах (22, 60, 78, 97 и 107), наоборот, содержание Zn превалирует над Pb. Крайние значения Pb : Zn обусловлены тем, что, во-первых, геологоразведочными работами охвачены различные части рудных тел; во-вторых, современ-

Таблица 5

Содержание Pb, Zn и Cu в рудах Газминского полиметаллического месторождения (по данным 3000 борздовых проб, отобранных ГРП)

6 %		
Pb	Zn	Cu
сл.—11,15	сл.—11,26	необн.—2,1
1,18	1,10	0,13

ный эрозионный срез соответствует различным горизонтам их образования. Изучение зависимости содержаний Pb и Zn на основании более 3 тысяч химических анализов бороздовых проб (рис. 32) дает основание считать, что многие из рудных тел, известных в пределах месторождения, остаются еще недоразведанными.

Руды Газминского месторождения характеризуются сравнительно повышенными концентрациями ряда редких и благородных элементов, среди которых наибольший интерес представляют Ag, Bi, Se и Te. При этом наиболее высокие концентрации их связаны с галенитом и свинцовыми концентратами. Очень важным является вопрос золотоносности руд Газминского месторождения. По данным Н. С. Хачатряна и Б. Д. Акопян (1962), в 10 объединенных пробах установлено Ag в среднем 46,6 усл. ед. По

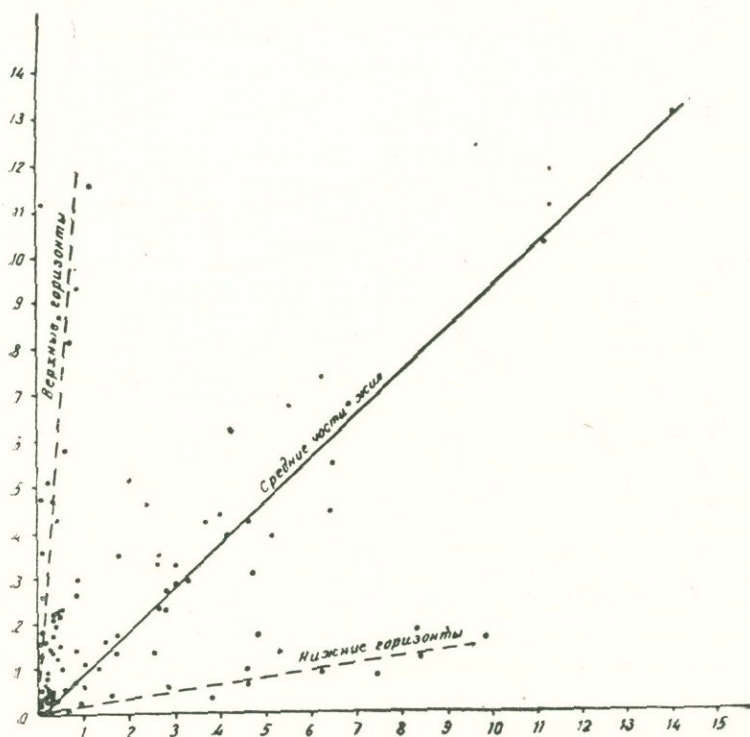


Рис. 32. Зависимость средних содержаний свинца от цинка в 95 рудных жилах Газминского полиметаллического месторождения (составлена на основании химических анализов более 3000 бороздовых проб, отобранных Газминской ГРП)

Таблица 6

Содержание Au и Ag в бороздовых пробах Газминского месторождения

№ жилы	Содержание в усл. ед.		Авторы
	Au	Ag	
73 Руда	0,23(6)	93,81(6) 46,6	Н. С. Хачатрян Б. Акопян (1962)
5	сл.—2 0,68(12)	120—576 284,4(42)	ГРП (М. Мна- цаканян и др., 1964)
45	0,07	73,36	"
89	сл.	47,63	"
133	1,56(13)	101,25(13)	"

ные были получены в завершающей стадии работ, геологоразведочная партия не имела возможности опробовать жилу на всей ее протяженности. Вопросы золотосодержания Газминского месторождения остаются еще нерешенными. Нашими исследованиями получены новые данные, свидетельствующие о золотосодержании руд месторождения (табл. 7). В частности, результаты пробирных анализов 17 штучных проб, отобранных из различных типов руд, показывают содержание Au в рудах месторождения от следов до 104 усл. ед. и Ag от 21,0 до 1993,8 усл. ед. При этом в 33% анализированных проб содержание Au составляет от 0,8 до 10 усл. ед. и более, около 45% — от 0,2 до 0,4 усл. ед. и лишь в 22% проб установлены следы золота. Среднее содержание Au по всем анализированным пробам составляет 7,5, Ag—215,4 усл. ед. Среднее содержание этих элементов без учета пробы № 317 с необычно высоким (ураганным) содержанием благородных элементов составляет: Au—1,8, Ag—81,5 усл. ед., что, безусловно,

данным Ш. О. Амиряна и А. Г. Акопяна, содержание Au в рудах не превышает 1 усл. ед. Пробирные анализы бороздовых проб, отобранных Газминской ГРП из жил № 45, 5, 73, 89, 133, показали Au от следов до 1,56 усл. ед. и Ag—от 47,3 до 284,4 усл. ед (табл. 6). При этом посылку наиболее интересные дан-

Таблица 7

Результаты пробирных анализов проб из различных типов Газминского месторождения.

№ пробы	Содержание в усл. ед.	
	Au	Ag
305	0,4	27,8
306	0,2	41,6
307	сл.	88,2
308	10,0	76,0
309	13,2	69,0
310	сл.	44,6
311	сл.	21,0
313	сл.	—
314	0,4	77,6
315	0,8	75,6
315a	1,2	183,0
316	1,4	158,3
317	0,4	174,6
318	104	1993,8
319	0,4	107,0
320	0,4	43,8
321	0,04	29,8
322	1,2	165,8

заслуживает внимания геологических организаций для изучения и проведения широких работ по опробованию. Золото и серебро вместе с главными рудообразующими (Cu, Pb, Zn) и рассеянными (Se, Te, Bi) элементами существенно повышают ценность руд месторождения.

Кабахлинское месторождение расположено к ЮВ от Газминского месторождения, на СВ крыле Аргичи-Гюмушханской рудоносной зоны. Здесь среди вулканогенно-осадочных образований прослеживается зона (на поверхности достаточно отчетливо проявленная) сильно окварцованных, местами превратившихся в яшму пород с марганцевым оруденением. По данным химических анализов, содержание марганца в сравнительно богатых рудах составляет 11—12%. Морфологически марганцевое оруденение представлено пластовыми телами, гнездами, неправильными по форме скоплениями псиломелан-вада, в меньшей мере пиролюзита-полианита, кальцита, кварца и гипса. В ассоциации с ними, в особенности с первыми двумя минералами, под микроскопом устанавливается целая серия других марганцевых минералов, напоминающих магнетит, браунит, гаусманит. Они в тесных сростаниях друг с другом образуют микропрожилки и концентрические скопления среди сильно окварцованных порфириров. В участках скоплений пиролюзита местами (шурф 15) устанавливается вкрапленность киновари в виде ясно выраженных кристаллов, а также мельчайших выделений пирита, алабандина (?). Скопления основного рудного минерала—псиломелана (псиломелан-вада) часто пересекаются разноориентированными прожилками, сложенными халцедоном, кварцем, пиролюзит-полианитом, родонитом (?), карбонатами кальция, родохрозитом (?), гипсом с единичными зернами пирита, алабандина (?), вреденбургита и др. марганцевых минералов. Устанавливается интересная картина перехода колломорфных образований марганцевых минералов к кристаллическим, тонко- и скрытокристаллическим—к крупнокристаллическим. В целом руды Кабахлинского ртутно-марганцевого проявления характеризуются интересным минеральным составом и геохимическими особенностями, заслуживающими более глубоких минералого-геохимических исследований.

Кармрашенское месторождение находится недалеко от Кабахлинского проявления, в аналогичных геолого-структурных условиях. Оруденение представлено маломощными (20—30 см) переслаивающимися с осадочными породами пластами, простирающимися на расстояние около 2 км, причем выходы рудных пластов фиксированы в двух пунктах, расположенных на расстоянии 1,5—2 км друг от друга. Первый из них находится к за-

паду от развалин с. Гендара, где среди туфогенной толщи среднего эоцена выявлено несколько пластов общей мощностью 20 м. Оруденение прослежено на расстоянии более 200 м. В пределах другого выхода оруденение представлено главным образом близ-вертикальной зоной (мощностью 10—12 м) окварцованных, каолинизированных, заохренных пород СЗ простираения. В пределах этой зоны оруденение представлено гнездообразными и неправильными по форме скоплениями, прожилками и другими телами, сложенными псиломеланом, кварц-карбонат-халцедоновой массой, охрами. Этот участок как бы является каналом, по которому привносились рудные компоненты марганцевых пластов и гидротермально измененной оруденелой зоны. Второй выход марганцевого оруденения по своим генетическим и морфологическим особенностям очень близок Кабахлинскому проявлению и вместе с другим выходом относится к эксгальационно-осадочному типу оруденения.

В штуфных пробах химическими и спектральными анализами установлены повышенные концентрации почти всего комплекса рудных элементов, характерных для полиметаллических руд соседнего Газминского месторождения (табл. 8). Любопытно, что соотношение средних содержаний Pb, Zn и Cu в рудах примерно такое же (1:1,5:0,2), как и в рудах Газминского месторождения. Заслуживают внимания концентрации Ge, Sn, Ag в тяжелых фракциях проб.

Пробирными анализами в штуфных пробах установлено Au в количестве 0,4—0,6 усл. ед., в этих же пробах содержание серебра достигает 189 усл. ед.

Безусловно, очень интересным является значительная обогащенность рассматриваемых руд As и Sb.

Соотношение этих элементов, как и в рудах Газминского месторождения, близко 1:1, в концентрате рудных минералов это соотношение равно 1:1,5. Содержания Se, Te, Bi приведены в табл. 9.

Таблица 8

Содержание элементов-примесей в концентратах пиролюзит-полианита Кармрашенского месторождения марганца (по данным приближенно-количественных спектральных и пробирных анализов).

Элемент	Содержание в %	
	от—до	среднее
Mo	0,00018—0,013	0,0055(0,0001)
Co	0,032—1	0,369(0,024)
Pb	0,1—0,24	0,147(0,17)
Zn	0,42—3,2	1,46(0,274)
As	0,075—0,24	0,13(0,029)
Bi	0,0001—0,0003	0,0002(0,00007)
Ag	27,8—189 г/т	89,1 г/т
Sn	0,013—0,042	0,024(0,00015)
Ba	0,075—0,32	0,212(0,022)
Cd	0,0018—0,056	0,021(0,0012)
Sb	0,032—0,75	0,27(0,03)
Ge	0,0003—0,0075	0,0006(0,00018)
Au	0,4—0,6 усл. ед.	0,47 усл. ед.

Содержание Se, Te и Bi в рудах Қармрашенского месторождения (по данным химических анализов)

Наименование пробы	Содержание в %		
	Se	Te	Bi
Марганцевая руда	не обн.	сл.	не обн.
Яшмы, слабо пропитанные марганцевыми минералами.	0,018	0,002	—
Яшмы, слабо пропитанные марганцевыми минералами.	0,0009	не обн.	не обн.

Азатекское месторождение расположено в среднем течении р. Арпа. Начиная со времени его открытия (Асатрян, 1951) месторождение привлекало внимание исследователей своим новым для Малого Кавказа типом оруденения, многообразием минеральных ассоциаций и особенностями геологического строения и структуры. Отдельные участки месторождения разведывались УГ СМ АрмССР (С. И. Аванесян, Э. А. Амирбекян и др.). С 1958 г. по настоящее время поисково-разведочные работы проводятся Производственным геологоразведочным трестом УЦМ АрмССР (А. В. Габриелян, Г. С. Авакян и др.). Изучением минерального состава и геохимических особенностей руд в разные годы занимались: И. Г. Магакян, Г. О. Григорян, Э. Г. Сагатеян, В. О. Пароникян, Ш. О. Амирян, А. С. Фарамазян, А. Г. Акопян, Н. С. Хачатрян, Б. Д. Акопян и др. С 1971 по 1975 гг. автор совместно с Г. О. Пиджяном в составе комплексной экспедиции ИГН проводил исследования в рудном поле, где были выявлены мощные зоны гидротермально измененных, оруденелых пород, заслуживающих постановки поисково-разведочных работ.

Рудное поле месторождения расположено между Аргичи-Гюмушханской и Элпин-Мартиросской зонами. В геологическом строении района принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные породы среднего, отчасти верхнего эоцена, прорванные интрузией гранитоидов послесреднеэоценового возраста, экструзивными и субвулканическими телами, дайками роговообманковых диорит-порфиров и диабазов.

В пределах рудного поля пересекаются и сложно переплетаются тектонические нарушения двух главных направлений: северо-восточного—близширотного и северо-западного—близмеридионального. Первые из них своими многочисленными ответвлениями образуют систему веерообразно раскрывающихся структур, которые постепенно расширяются с юго-запада на северо-восток (рис. 33).

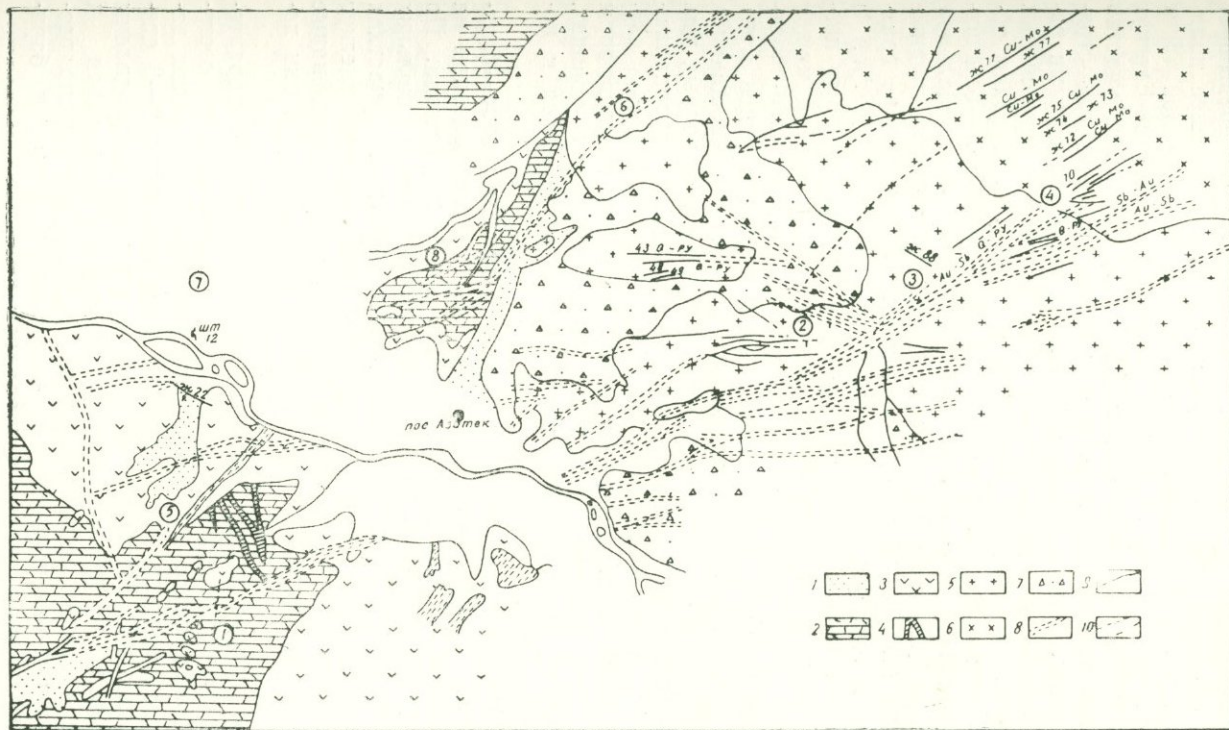


Рис. 33. Схематическая геологическая карта Азатекского рудного поля (составлена А. И. Карапетяном с использованием данных Азатекской ГРП и личных исследований): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—вулканогенно-обломочная толща (средний эоцен); 3—диоритовые порфириты (послеэоценовые); 4—амфиболовые и пироксеновые порфириты; 5—габбро-монзониты; 6—габбро-сиениты; 7—роговики; 8—рудные и жилные зоны; 9—рудные жилы; 10—тектонические нарушения. Цифрами на карте обозначены рудные участки: 1—Азатек, 2—Цишкар, 3—Гегарчин, 4—Каялу, 5—Ехегнут, 6—Авдара, 7—Водосборный

Оруденение в пределах рудного поля представлено жилами и минерализованными зонами, общее число которых превышает 150. Они распределены крайне неравномерно, наибольшее количество рудных тел (50) выявлено в пределах центральной части рудного поля (уч. Циц-кар), далее на участках Азатек-Ехегнут (30), Каялу (25), Гегарчин (19) и Дайлахлу (10). Эти участки первоначально рассматривались и разведывались как самостоятельные объекты. Однако дальнейшими геологоразведочными работами установлено, что многие из рудных жил и оруденелых зон протягиваются с одного участка в другой, слагая таким образом вытянутые преимущественно в северо-восточном—близширотном и в меньшей мере северо-западном—близмеридиональном направлении рудоносные (жилные) зоны. Главнейшие рудные тела представляют собой ветвящиеся жилы, состоящие из сравнительно выдержанных, протягивающихся на сотни метров и быстро выклинивающихся многочисленных апофиз, которые протягиваются на несколько десятков метров. В интервале между жилами и их апофизами нередко проявлена прожилково-вкрапленная минерализация. Вкрапленные зоны местами более мощные, чем рудные жилы. В зависимости от состава вмещающих пород меняются мощность и элементы залегания рудоносных зон. В интрузивных породах рудные жилы, как правило, крутопадающие ($75-88^\circ$), характеризуются большей выдержанностью элементов залегания, мощность вкрапленной минерализованной зоны значительно меньше, чем в вулканогенно-осадочных породах. Среди последних наряду с крутопадающими встречаются и пологопадающие жилы ($20-25^\circ$).

Наибольшая часть рудных тел имеет северо-западное—близмеридиональное простираение. Они наиболее широко развиты на участках Ехегнут, Азатек, Водосборный, Ариндж, Авдара. По простираению рудные тела менее выдержанные (до нескольких десятков метров). Кварц-убогосульфидные жилы на участках Ариндж, Водосборный, Моз золотоносны, на участке Ехегнут этот тип минерализации наложен на существенно сульфидные сурьмяно-полиметаллические жилы, а на участке Авдара они характеризуются повышенной молибденоносностью.

В целом рудные жилы Азатекского месторождения характеризуются исключительной неоднородностью минерального состава. Они в большинстве случаев полистадийные. В пределах даже небольших отрезков часто удается выделить руды 2—3 стадий минерализации. Наиболее широко и интенсивно проявлены кварц-пиритовая, полиметаллическая, сульфоантимонитовая и антимонитовая стадии минерализации. Местами интенсивно развиты кварц-пирит-халькопиритовая, кварц-молибденитовая, баритовая и карбонатная стадии минерализации.

Химическими, пробирными и спектральными анализами руд и минералов (тысячи определений) и микроскопическими исследованиями в рудах Азатекского месторождения установлен комплекс благородных, рудообразующих и редких элементов: Au, Ag, Sb, Pb, Zn, Bi, Se, Te, Hg и др.

Несмотря на систематические исследования, до сих пор многие вопросы образования и локализации оруденения Au и Ag остаются недостаточно выясненными. В частности, нельзя считать решенным вопрос возраста оруденения золота. С уверенностью можно лишь отметить, что основные концентрации Ag связаны с сульфоантимонитовой, полиметаллической и антимонитовой стадиями минерализации. Повышенной золотоносностью характеризуются полиметаллическая и сульфоантимонитовая стадии минерализации. В продуктах других стадий, в том числе и антимонитовой, содержание Au редко достигает 2—3 г/т. Вместе с тем нет оснований считать, что вся золоторудная минерализация месторождения связана с вышеотмеченными стадиями минерализации. Наоборот, нами получены новые данные, свидетельствующие о том, что в пределах рудного поля проявлена самостоятельная кварц-золоторудная стадия минерализации с небольшой примесью Ag. Но ее роль в общем балансе оруденения Au месторождения и вопросы характера его распределения остаются еще нерешенными.

График изменения средних содержаний Au и Ag, составленный по данным химических (приборных) анализов большого количества бороздовых проб из 19 рудных тел (рис. 34) показывает, что отчетливо проявленной корреляционной зависимости между содержаниями двух благородных элементов не наблюдается. На фоне постепенного уменьшения содержания Au кривая содержания Ag скачкообразно меняется. График зависимости содержания Au и Ag для рудных тел из различных участков рудного поля (рис. 35) дает основание предполагать о наличии двух тенденций в поведении Au. Первая из них выражается следующим образом: при сравнительно небольшой концентрации Ag содержание Au колеблется в пределах от следов до нескольких десятков условных единиц. Вторая тенденция выражена в более широком колебании содержания Ag при сравнительно низком и стабильном содержании Au. Изучение многочисленных штучных проб и мономинеральных фракций из различных типов руд и стадий минерализации показывает, что первая тенденция связана с убогосульфидной кварц-золоторудной минерализацией, в которой Au представлено в самородной форме и образует микроскопические, реже видимые невооруженным глазом зерна в кварце (рис. 36). Этот тип минерализации характерен для руд участков Водосборный, Ариндж, а также отдельных частей руд-

ных тел участков Ехегнут и Азатек. Вторая тенденция наиболее характерна для сурьмяных, сурьмяно-полиметаллических и полиметаллических руд. В них золото в своей основной массе представлено в тонкодисперсной (субмикроскопической) форме, редко образует мельчайшие выделения в полях сульфидов. Эти два типа минерализации нередко накладываются друг на друга, обуславливая отмеченную выше сложную картину золото-серебряно-

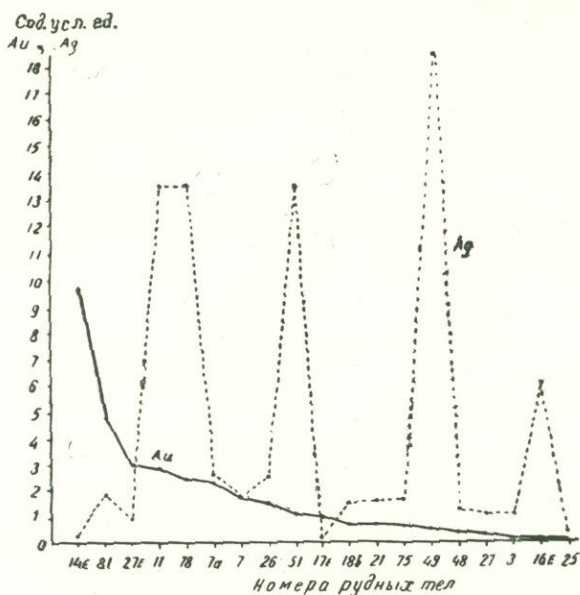


Рис. 34. Характер изменения средних содержаний золота и серебра в 19 жилах различных участков (графики составлены по данным пробирных анализов 1992 бороздовых проб)

го отношения. Последнее обстоятельство, а также наложение продуктов различных стадий минерализации существенно осложняют характер зависимости содержаний Au и Ag от Sb, Pb, Zn. График изменения средних содержаний этих элементов, построенный для 6 рудных тел из различных участков (рис. 37, 38), показывает, что содержание Au и Ag увеличивается с возрастанием суммы содержаний главных рудообразующих элементов. Они не проявляют отчетливо выраженной корреляционной зависимости ни с одним из рудообразующих элементов в отдельности (рис. 37—40). Это дает основание предположить, что образование Au и Ag часто происходит в отрыве друг от друга, в связи с опре-

деленными стадиями (возможно, этапами) минерализации, продукты которых в пределах месторождения распределены крайне неравномерно. Наиболее высокие концентрации Au отмечены в рудах участка Ехегнут, а наиболее низкие—участки Цицкар. Содержание Ag наиболее высокое в рудах участка Гегарчин-Каялу и наиболее низкое—на участках Ехегнут и Водосборный.

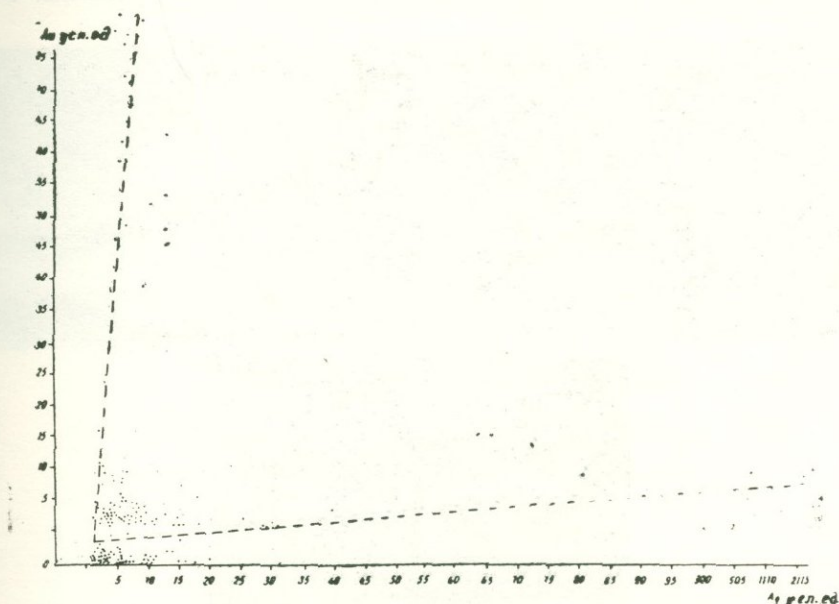


Рис. 35. Характер зависимости содержаний золота и серебра в жилах Азатекского месторождения (график составлен на основании пробирных анализов бороздовых проб, отобранных в 1954—1967 гг. Азатекской ГРП)

С глубиной содержания благородных элементов в различных жилах изменяются по-разному: в одних случаях уменьшаются, в других—увеличиваются, в третьих—Ag возрастает, Au уменьшается (рис. 41). Подобные особенности поведения благородных элементов дают основание заключить, что в настоящее время разведкой охвачены наиболее верхние (отчасти средние) части жил, где широко и неравномерно проявленные процессы телекопирования обусловили нестабильное поведение рудообразующих и благородных элементов.

Наиболее высокие концентрации Sb связаны с жилами Азатек и Ехегнута, наиболее низкие—Цицкара. К северо-востоку и юго-западу от последнего участка степень сурьмяноносности руд-

ных жил возрастает. Микроскопические исследования показывают, что неравномерное распределение Sb обусловлено различной интенсивностью проявления в них сурьмянистых стадий минерализации. Сульфоантимонитовая и в особенности антимонитовая стадии минерализации наиболее интенсивно проявлены в пределах левобережных участков, менее интенсивно—на участках Ге-

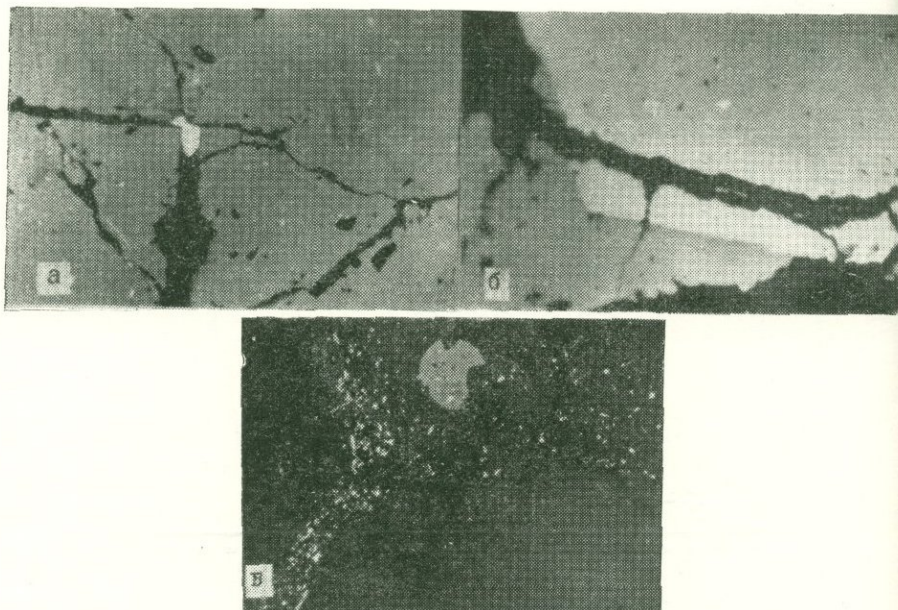


Рис. 36. Микрофото рудных минералов из Азатекского месторождения: а—самородное золото в полях сфалерита, полир. шлиф, $\times 360$; б—самородное золото в полях пирита в ассоциации с сфалеритом, $\times 360$; в—колломорфный сфалерит в кварце с вкрапленностью буланжерита, $\times 360$ (уч. Цицкар)

гарцин, Каялу и слабо—на участке Цицкар. Вместе с тем количественно-минеральный состав одних и тех же стадий минерализации меняется: в рудных жилах левобережных участков роль минералов Sb (антимонит, бурнонит, буланжерит, тетраэдрит, геокронит, плагинит, семсент, цинкенит, джемсонит) весьма значительна (рис. 36—42). С глубиной содержание Sb уменьшается, в отдельных случаях—наоборот, повышается, а в жилах № 7а и 26 уменьшается и снова возрастает.

Максимальные содержания Pb и Zn связаны с рудами участка Азатек, а минимальные—с рудами участка Цицкар. Но в от-

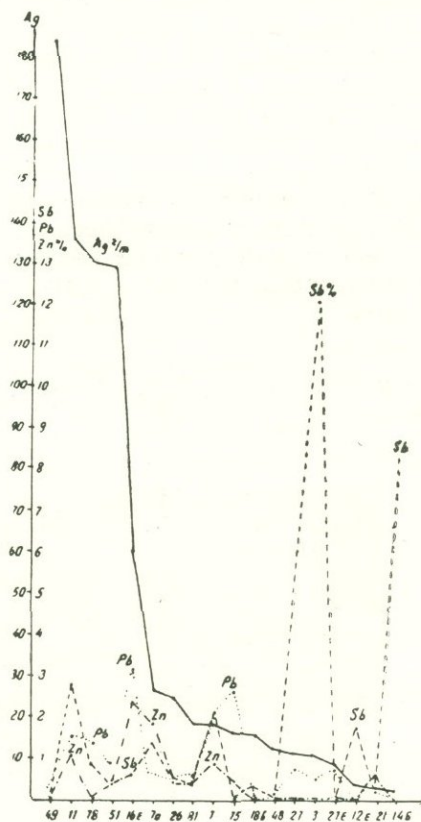


Рис. 37. Характер изменения средних содержаний серебра, свинца, цинка и сурьмы в 19 жилах различных участков (графики составлены по данным химических и пробирных анализов 1992 борздовых проб Азатекской ГРП)

личие от Sb содержания Pb и Zn в рудах различных участков существенных изменений не претерпевают. Только в отдельных пробах эти колебания очень резкие—от следов до десятков процентов (мономинеральные скопления галенита и сфалерита).

Степень изученности рудных жил месторождения на глубину неудовлетворительна. Из 150 жил только по 7 жилам имеются данные, характеризующие изменения содержаний Pb и Zn по

вертикали. Согласно этим данным, содержание Рb во многих жилах с глубиной уменьшается, а в некоторых увеличивается. В отличие от этого концентрация Zn в большинстве из этих жил с глубиной возрастает и лишь в жиле № 11 с глубиной уменьшается. В большинстве рудных жил Pb и Zn по своему поведению существенно расходятся. Возрастание содержания одного из них сопровождается уменьшением другого и наоборот. Только в определенных интервалах отмечается аналогичное поведение этих двух элементов. Эти данные в совокупности с другими данными свидетельствуют о небольшой глубине эрозии и, следовательно, можно считать, что значительная часть рудной зоны остается еще не вскрытой эрозией.

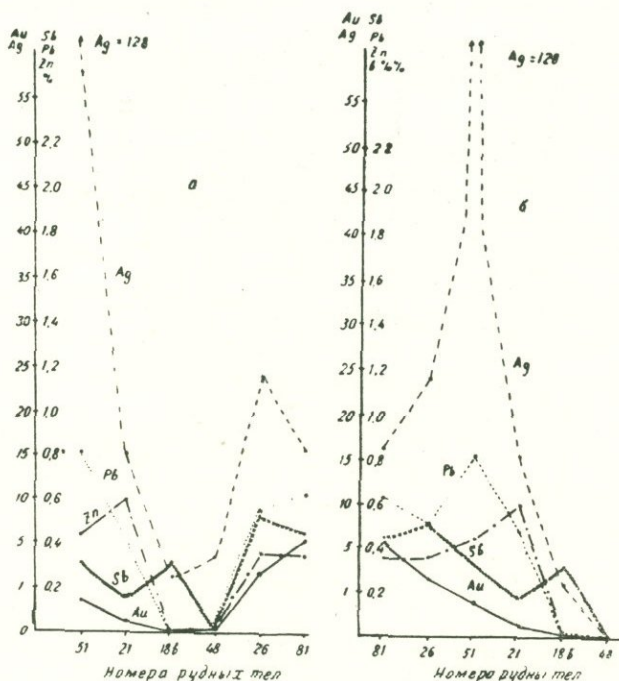


Рис. 38. Изменения средних содержаний серебра в жилах участков: Дайлахлу (ж. 51), Цицкар (ж. 21, 18в, 48), Гегарчин-Каялу (ж. 26, 81) (графики составлены по данным 2244 химических и 1596 пробирных анализов 748 бороздовых проб Азатекской ГРП)

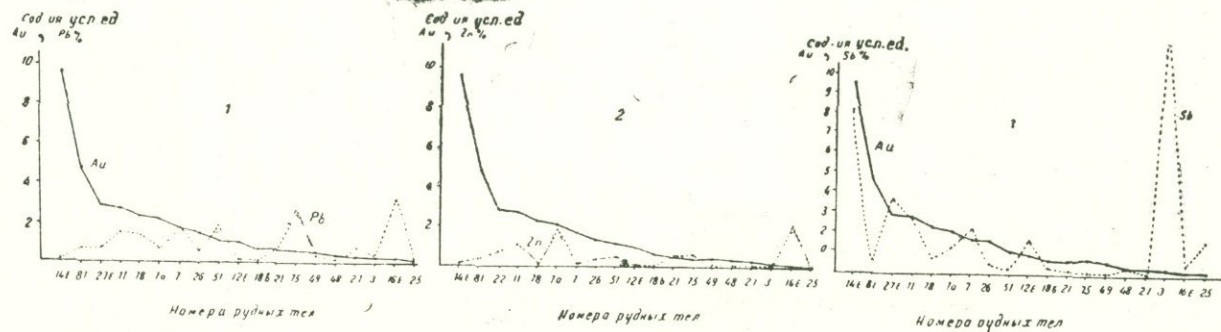


Рис. 39. Характер изменения средних содержаний золота, свинца, цинка и сурьмы в 19 рудных жилах из различных участков Азатекского рудного поля (графики составлены по данным химических и пробирных анализов 1992 бороздовых проб Азатекской ГРП)

В составе руд Азатекского месторождения значительные концентрации образуют также Bi, Se, Te и Hg, а в определенных минералах—Cd, Te, In, Re, Ga, Ge. Характер распределения этих элементов в рудах прежде всего обусловлен распределением главных рудообразующих элементов: Sb, Pb, Zn, Cu и As. При этом частота встречаемости максимальных концентраций Bi, Te и Cd значительно выше в рудах интраинтрузивных участков, а

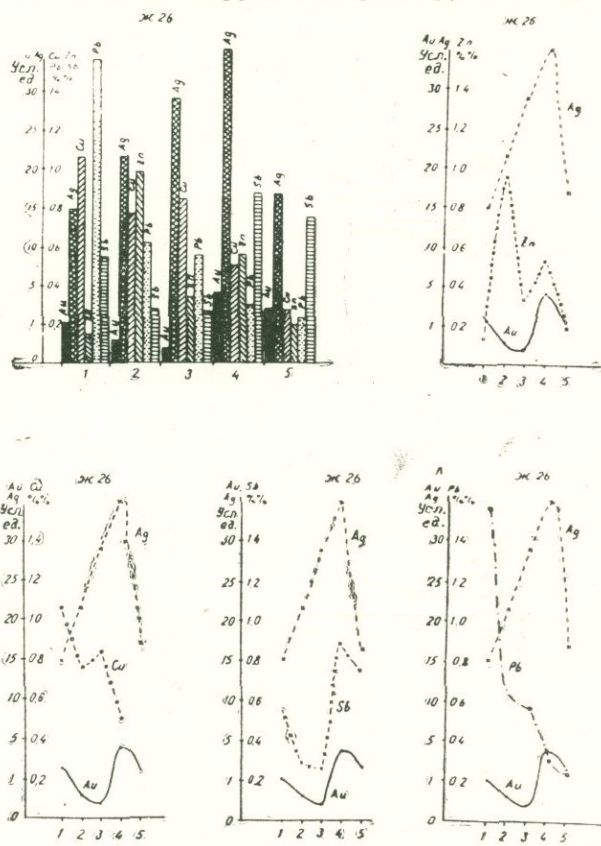


Рис. 40. Изменения средних содержаний сурьмы, свинца, цинка, меди, золота и серебра с глубиной в жиле 26 (участки Гегарчин-Каялу): 1—поверхность; 2—гор. шт. 23 (1508 м); 3—гор. шт. 24 (1475 м); 4—гор. шт. 3—а (1417 м); 5—гор. шт. 22 (1351 м) (графики составлены по данным 2000 химических и 1000 пробирных анализов 500 бороздовых проб Азатекской ГРП)

содержание Hg, Se и Tl, наоборот, выше в рудах участков, расположенных за пределами интрузий. Так, наиболее высокие содержания Bi ($>1\%$) связаны с рудами участков Каялу-Гегарчин. Обобщенные в табл. 10 результаты приближенно-количественного спектрального анализа на Bi показывают, что около 50% проанализированных (штучных) проб из этих участков со-

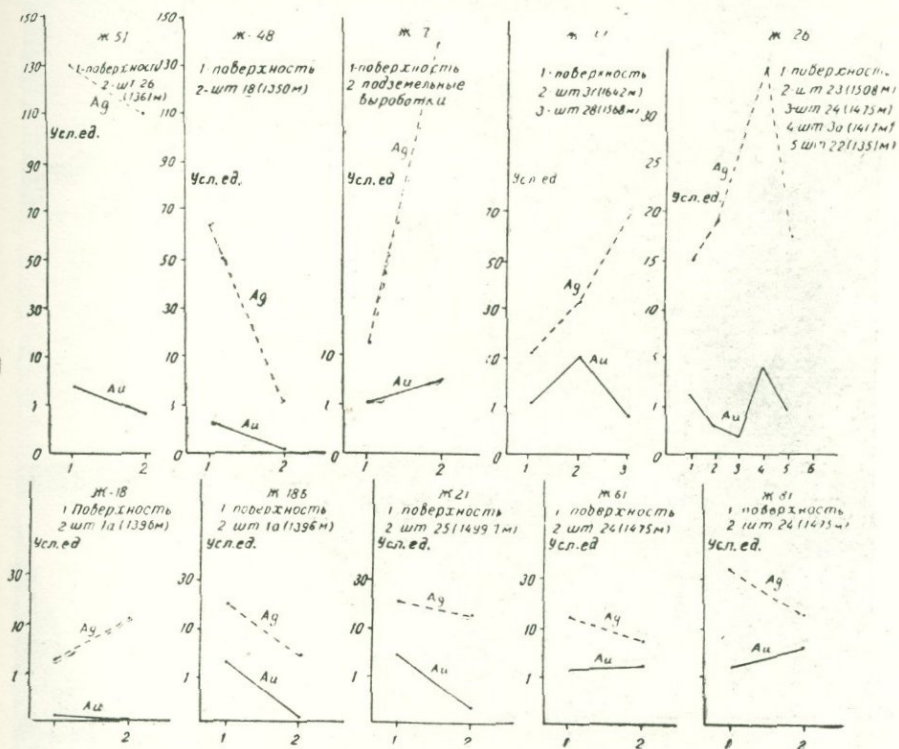


Рис. 41. Характер изменения средних содержаний золота и серебра с глубиной в жилах: 51 (Дайлахлу), 18, 18-в, 21, 48 (Цицкар), 7 (Азатек), 26 (Гегарчин-Каялу), 61, 77, 81 (Каялу) (графики составлены по данным пробирных анализов 1643 бороздовых проб Азатекской ГРП)

держали Bi от 0,06 до 1% и более, тогда как в более 65% анализируемых проб участков Азатек-Ехегнут Bi не обнаружен. Максимальная концентрация Bi не превышает 0,3%. Содержание Cd в рудах участков Каялу-Гегарчин (0,01—1%) в среднем почти на один порядок выше, чем в рудах участков Азатек-Ехегнут (0,003—0,1%). Частота встречаемости максимальных концентраций (табл. 11) наиболее высока в рудах участков Азатек и Ехе-

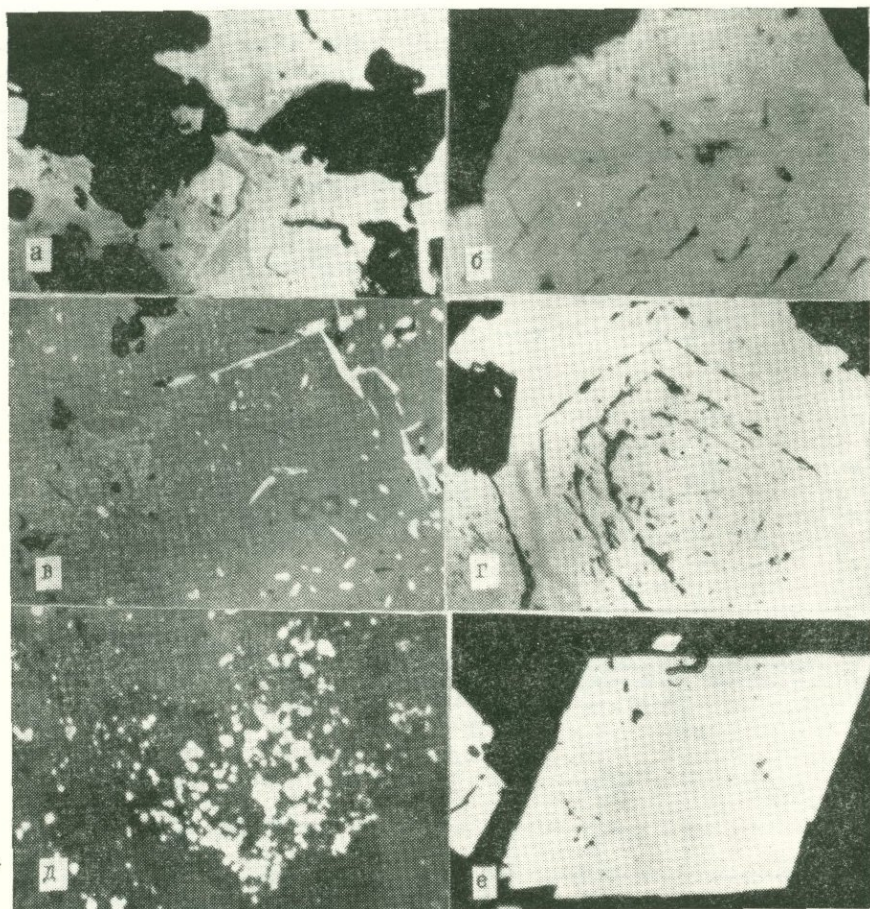


Рис. 42. Микрофото рудных минералов из Азатекского месторождения: а—идиоморфные кристаллы пирита в полях буланжерит-плагионитовых сростаний, $\times 360$ (уч. Азатек); б—срастания галенита с бурнонитом, $\times 560$ (уч. Азатек); в—сфалерит с игольчатыми включениями антимонита и эмульсионной вкрапленностью халькопирита, имеющей неравномерное распределение, $\times 360$ (уч. Азатек); г—замещение пирита халькопиритом и блеклой рудой происходит по границам роста кристаллов пирита, $\times 160$ (уч. Цицкар), д—вкрапленники мельниковит-пирита (уч. Каялу), $\times 160$; е—идиоморфные кристаллы арсениопирита в кварце (уч. Каялу), $\times 160$

гнут, хотя одноименные руды из различных участков месторождения в отношении среднего содержания этих элементов мало отличаются друг от друга (табл. 12). Отмеченные выше различия концентраций рудообразующих и редких элементов являются результатом неравномерного распределения оруденения в пределах рудного поля. Идентичный качественно-минеральный состав, пространственная сближенность и отчетливое тяготение к Каялинской интрузии дают основание участки Азатек, Ехегнут, Цицкар, Гегарчин, Каялу, Софи-бина и др., рассматривать как синхронные образования, связанные с гидротермальной деятельностью очага Каялинской интрузии. Характер изменения оруденения с глубиной наряду с данными, свидетельствующими об охвате эрозией сравнительно верхних частей рудного столба, дает основание глубокие горизонты месторождения считать перспективными в отношении Au—полиметаллического оруденения. Наиболее реальные возможности увеличения разведанных запасов этих руд связаны с глубокими горизонтами мощной, выдержанной по простиранию жильной зоны 7—7а и в особенности с ее юго-западной частью, где наложены друг на друга Au-Ag-Sb-полиметаллические и Au-кварцевые убогосульфидные руды. В отношении последних перспективными являются близмеридиональные зоны участков Ехегнут—Водосборный—Моз на западном и Ариндж—на северо-восточном флангах рудного поля.

Таблица 10

Частота встречаемости V_i в рудах Азатекского месторождения

Содержание в %	Участки	
	Азатек— Ехегнут	Каялу — Гегарчин
Не обн.	65,5(69)	27,9(42)
0,0001—1,001	5,6(6)	6,1(9)
0,001—0,01	5,6(6)	14,8(22)
0,06—0,1	19,6(12)	27,9(42)
0,1—0,5	4,5(5)	20,4(30)
1	—	1,4(2)

Таблица 11

Содержание Se, Te и Hg в рудах различных участков Азатекского месторождения в %

Элемент	Участки	
	Азатек—Ехегнут	Каялу —Гегарчин
Se	0,0002—0,034	не обн.—0,0042
	0,0113(15)	0,0009(33)
Te	0,001—0,075	не обн.—0,0004
	0,0032(29)	0,0002(4)
Hg	0,0003—0,01	0,0003—0,01
	0,0031(14)	0,0037(39)

Примечание. В числителе—пределы колебания, в знаменателе—среднее содержание и количество проб (в скобах)

Содержание Se, Te в рудах и мономинеральных фракциях
из двух групп участков Азатекского месторождения в %
(по данным химических анализов)

Наименование пробы	Азатек—Ехегнут		Каялу—Гегарчин	
	Se	Te	Se	Te
Пирит-халькопиритовая руда	0,0032	0,0029	0,0028	0,0017
Полиметаллическая руда	0,0032	0,0047	0,0030	0,0041
Сульфoантимонитовая руда	0,0041	0,0036	0,0038	0,0040
Пирит	0,0062	0,0052	0,0060	0,0030
Халькопирит	0,0120	0,0070	0,0076	0,0060
Сфалерит	0,0029	0,0013	0,0020	0,0010
Галенит	0,0087	0,0047	0,0070	0,0030
Тетраэдрит	0,0053	0,0065	0,0078	0,0051
Антимонит	0,0011	0,0023	0,0016	0,0020
Сульфoантимониты	0,0090	0,0058	0,0067	0,0070

Вместе с этим необходимо отметить, что в отличие от прежних представлений о зональном распределении оруденения вокруг Каялинской интрузии вырисовывается более сложная картина, обусловленная наложением друг на друга или совместным проявлением тектонических нарушений, связанных с региональной тектоникой, контракцией интрузии и трещинообразованием, вызванным сокращением объема интрузии при ее охлаждении (надинтрузивная тектоника). Судя по многочисленным выходам интрузивных тел, развитых в пределах рудного поля, Каялинская интрузия на глубине имеет большие размеры и сложную конфигурацию кровли, что вместе с изложенными выше данными о характере распределения оруденения и структуре дает основание глубокие горизонты и фланги рудного поля Азатекского месторождения считать перспективными в отношении Ауполиметаллического оруденения.

5. Рудные месторождения Баргушатского рудного района

Варданское месторождение расположено в верховьях р. Арыглы, правого притока р. Воротан, в урочище Ттуджур. Здесь киноварь впервые была установлена экспедицией И. Г. Магакьяна в 1945—1946 гг. в шлихах. В коренном залегании киноварь была установлена шлиховым отрядом УГ СМ АрмССР в 1967 г. Месторождение делится на два участка (Ттуджурский и Анкаберский), которые представляют собой продолжение друг друга.

Ртутное оруденение на месторождении приурочено к узловым зонам тектонических нарушений, которые представляют собой

раздробленные гидротермально измененные (окварцованные, карбонатизированные, каолинизированные) участки, охватывающие одновременно субвулканические штоко-дайкообразные тела андезитовых порфиров. Последние, по В. А. Погосяну, в плане имеют эллипсовидную форму, вытянутую в северо-восточном направлении, и почти всегда окружены эруптивными брекчиями мощностью от 1 до 10—12 м (с размерами обломков 10—20 см).

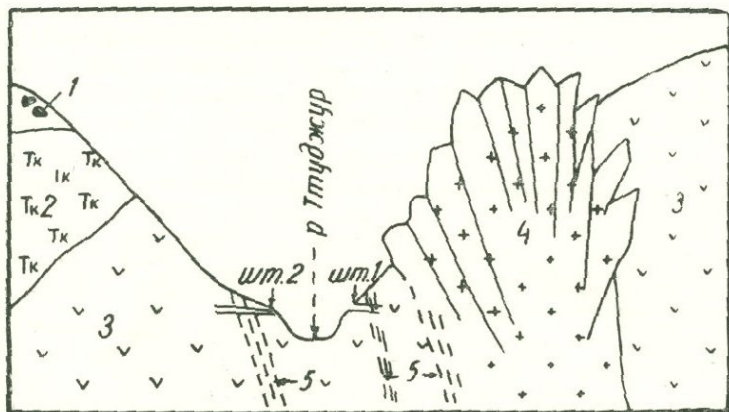


Рис. 43. Туджурский участок, в лежащем боку которого развито оруденение ртути: 1—флювигляциальные отложения; 2—туфоконгломераты; 3—андезито-дациты; 4—экструзивное тело андезитов; 5—гидротермально измененные, карбонатизированные породы с вкрапленностью киновари

В пределах Туджурского участка (рис. 43) выделяются две зоны (мощностью до 10—25 м) раздробленных, гидротермально измененных пород с ртутной минерализацией, представленной киноварью, метациннабаритом и его селенистой разновидностью (онофритом), которые образуют вкрапленность, примазки и прожилки с кварц-карбонатной основной массой. Содержание Hg колеблется от 0,01 до 0,02%, в киноварь-кварц-карбонатных прожилках оно достигает 0,75%. Наиболее интенсивное оруденение Hg приурочено к зоне эруптивных брекчий, где на горизонте шт. № 6, на интервале 1,0—4,0 м оконтурена зона с высоким содер-

жанием Hg (0,26—0,65%). В пределах первой зоны выделяются сравнительно интенсивно оруденелые участки мощностью от 0,5 до 3—4 м, длиной 400—450 м. Эти участки характеризуются также весьма изменчивым содержанием Hg.

Весьма перспективным является Анкаберский участок. С одной стороны большое поле гидротермально сильно измененных, каолинизированных и пиритизированных пород андезитов-дацитов, с другой—наличие ряда субвулканических тел основного состава с эруптивными брекчиями и с вкрапленностью киновари дают основание глубокие горизонты участка считать весьма перспективными в отношении ртутного оруденения. Сравнительно высокие концентрации Hg (0,08—0,09%) приурочены к зоне эруптивных брекчий «Восточного» (рис. 44) и «Западного» штоков миоплиоценового возраста. В ассоциации с киноварью и метациннабаритом установлены пирит, мельниковит-пирит, очень мало сфалерит, реальгар, аурипигмент. В искусственных шлихах в небольшом количестве установлены также галенит, самородное золото.

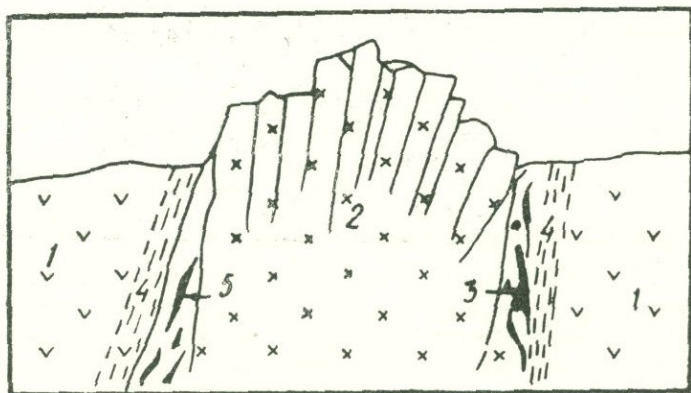


Рис. 44. «Восточный шток» Анкаберского участка: 1—слабо-измененные, пиритизированные андезиты-дациты; 2—экструзивное тело порфировидных андезитов; 3—эруптивные брекчии; 4—зона гидротермально измененных, каолинизированных пород; 5—рудные тела

Аравусское месторождение объединяет рудопроявления Мазмазак, Марджан, Аравус, расположенные на небольшом удалении друг от друга, и характеризуются многими сходствами геологического и минералого-геохимического состава, позволяющими рассматривать их как части единого целого.

Оруденение представлено прожилками, вкрапленностью, жилами, гнездами, карманами, прожилково-вкрапленными зонами. Мощность жил до 1 м, по простиранию они прослежены до 150—200 м. Генетически рудные жилы и оруденелые зоны объединяют продукты нескольких стадий минерализации, отличающихся друг от друга по минеральному составу и интенсивности проявления (табл. 13). Оруденение приурочено к окварцованным, серицитизированным, хлоритизированным, пиритизированным, каолинизированным порфирирам эоцена (нижнего олигоцена?). В геологическом строении месторождения принимают участие также дайки диорит-порфиров, вдоль контакта которых формировалась рудная жила, а в самой дайке развита слабая прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Оруденение связано (парагенетически) с гранитоидной интрузией верхнеэоценового (возможно более молодого) возраста.

Аравусское месторождение со своими участками слагает единую рудоносную полосу с отчетливо проявленной зональностью (вертикальной и горизонтальной), выраженной в последовательной смене (с СЗ на ЮВ) As, Cu—As, As-полиметаллических (с Au), Cu—Mo руд.

Таблица 13

Стадии минерализации Аравусского месторождения полиметаллических руд

Стадия минерализации	Минеральный состав	
	Рудные	Нерудные
Серноколчеданная (с Cu и Mo)	Пирит, мельниковит—пирит, молибденит	Кварц
Полиметаллическая	Сфалерит, теннантит, халькопирит, галенит, аргентит	Кварц, карбонаты
Медно-мышьяковая	Энаргит, теннантит, люцонит, халькопирит, борнит, халькозин, фаматинит, аргентит, германит (?), реньерит (?)	Кварц, карбонаты
Мышьяковая (с Sb)	Реальгар, аурипигмент, антимонит, буланжерит и др.	Кварц, халцедон, анкерит
Кварц-карбонатная	—	Халцедон, анкерит

Сваранцское месторождение является одним из крупных и перспективных железорудных месторождений Закавказья. Вопросы геологического строения, структуры, вещественного состава руд и генезиса освещены в работах О. Т. Оганесяна, Э. Х. Гульяна и Г. А. Дадаяна (1966), Г. А. Чубаряна, Г. Б. Межлумяна, (1975), С. Г. Машуряна, С. Н. Даниеляна, А. И. Карапетяна (1977), Р. А. Мкртчяна, С. Г. Алояна, Г. В.

Петросяна, Г. М. Ванцяна и др. Оруденение представлено крутопадающими жилообразными и линзообразными телами (рис. 45), которые пересекаются дайками (андезито-базальты, гранодиорит-порфиры, беербархиты, одиниты). По составу рудные тела представляют собой титаномagnetитовые оливиниты с самыми различными соотношениями рудных (магнетит, ильменомagne-

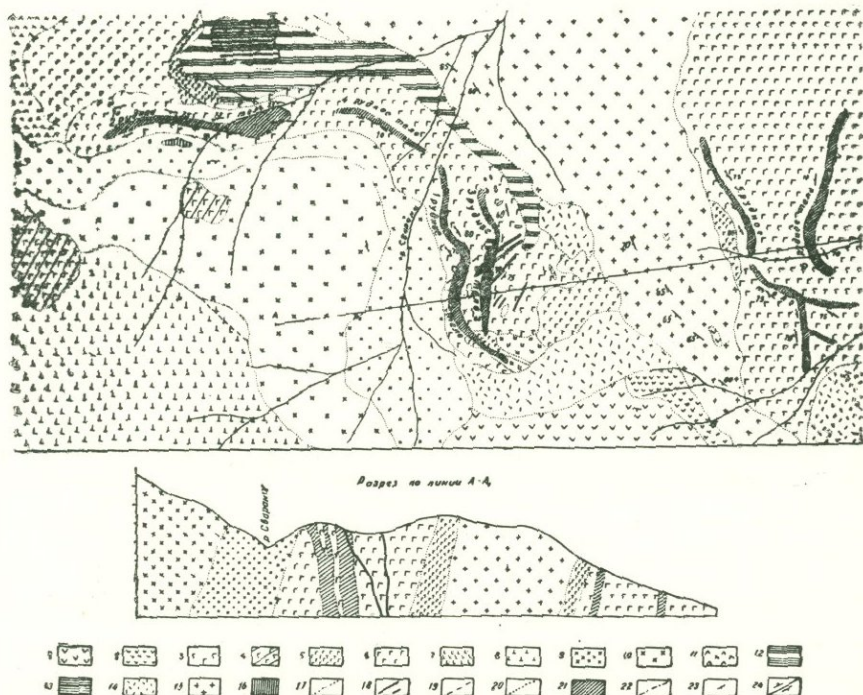


Рис. 45. Геолого-петрографическая карта Сваранецкого железорудного месторождения (по Г. Б. Межлумяну и Сваранецкой ГРП): 1—порфиры (эоцен); 2—перидотиты с Cu-Mt оруденением (нижний эоцен); 3—оливиновые габбро, троктолиты; 4—крупнозернистые магнетитовые габбро; 5—мелкозернистые габбро; 6—оливиновые габбро и троктолиты; 7—амфиболитизированные магнетитовые габбро; 8—крупно-среднезернистые сиениты; 9—крупнозернистые монцониты; 10—среднезернистые монцониты; 11—среднезернистые биотитовые монцониты; 12—кварцевые и кварц-биотитовые монцониты; 13—кварц-роговообманковые монцониты; 14—гиперстенные монцониты; 15—кварцевые диориты, гранодиориты, банатиты; 16—аплиты и гранит-аплиты; 17—гранодиорит-порфиры; 18—андезито-базальты; 19—одиниты; 20—беербархиты; 21—рудные тела титаномagnetитовых оливинитов; 22—тектонические нарушения; 23—элементы залегания; 24—элементы первичной полосчатости и структуры течения габброидов

тит, мартит, шпинель) и породообразующих минералов (оливин, пироксен, плагиоклаз). Среднее содержание Fe около 20% (при Fe_2O_3 ; $\text{FeO} = 1,0-1,5$).

Образование главного рудного минерала—магнетита происходит сравнительно в высокотемпературных условиях (800°C), при которых ильменит, шпинель, гематит образуют с ним серии непрерывных твердых растворов. С понижением температуры титаномагнетит распадается с обособлением ильменита и магнетита с чрезвычайно характерными решетчатыми структурами твердого раствора. Вместе с этим в рудах почти полностью отсутствуют ильменит-гематитовые сростания, свидетельствующие об отсутствии связи с поверхностью земли в момент внедрения магмы в земную кору.

Руды характеризуются также значительными концентрациями TiO_2 —1,5—3,5 (представлен главным образом ильменитом), V_2O_5 0,2—0,4, а также Ni—до 0,039%, Co—до 0,047% (в магнетите), Mn, Mg—до 1%. Небольшие концентрации образуют также Au, Ag, Pt. В составе камакарских руд значительные концентрации образует также P, представленный апатитом (табл. 14).

Таблица 14

Сравнительная таблица средних содержания некоторых элементов-примесей в рудах титан-железородной формации

Оксид	Содержание в %	
	Сваранц	Камакар
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	28	24
TiO_2	1,0	1,9
V_2O_5	0,15	0,08
P_2O_5	0,09	0,35

6. Рудные месторождения Зангезурского рудного района

Каджаранское месторождение. Изучением и разведкой месторождения занимались В. Г. Грушевой (1945), С. А. Мовсесян (1953), И. Г. Магакьян (1954, 1968), Г. О. Пиджян (1975), С. С. Мкртчян, К. А. Карамян (1969, 1976, 1978), Е. П. Зильман, А. С. Фармазян (1974), М. П. Исаенко, Р. Н. Зарьян (1963) и многие другие. Изучением состава определенных типов руд Каджарана автор настоящей работы занимался начиная с 1958 г. Результаты этих исследований, а также некоторые вопросы генезиса и формационной классификации месторождения рассмотрены в ряде работ (Карапетян, 1969, 1970, 1977).

Месторождение объединяет ряд участков общей площадью около 25 кв. км. Преобладающая часть рудного поля сложена монцонитами, меньшее развитие имеют диориты и габбро-диориты. Западный фланг слагают порфировидные граниты и гранодиориты. Контакт последних с монцонитами тектонический, ороговикованный. Интенсивно и разнообразно проявлены фаза до-

полнительных интрузий (пироксениты, плагиоклазиты, габбро, габбро-диориты, монзониты, гранодиориты) и жильные породы (аплиты, пегматиты, одиниты, спессартиты, диорит-порфириды, гранодиорит-порфириды I и II этапов, керсантиты, минетты). В рудном поле проявлены амфиболитизация, биотитизация, турмалинизация, грейзенизация, эпидотизация, окварцевание.

В рудном поле пересекаются и переплетаются несколько систем нарушений: северо-западная, близмеридиональная, северо-восточная, близширотная и т. д.

Оруденение Каджаранского месторождения представлено главным образом жильково-вкрапленным (штокверковым) типом, подчиненное значение имеет жильный тип. Внутри штокверка оруденение имеет неравномерное распределение, выделяются вытянутые в северо-западном направлении обогащенные участки (рудные зоны) мощностью от 10—15 до 100—150 м, длина 300 м и более. По вертикали оруденение продолжается до 500 м и более.

Руды в целом являются результатом полистадийного (и полиэтапного?) процесса минерализации. Различными исследователями (М. П. Исаенко, Г. О. Пиджян, А. Г. Казарян, К. А. Карамян, А. С. Фарамазян) выделяется от 6 до 10 стадий минерализации, среди которых основными продуктивными являются кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая. Больше половины молибдена месторождения связано с кварц-молибденитовой стадией, около 10% — с кварц-халькопирит-молибденитовой. Привнос основной массы Cu (больше 50%) связан с кварц-халькопиритовой стадией, сравнительно слабо проявлены полиметаллическая и магнетитовая стадии. В рудном поле проявлена зональность распределения оруденения, выраженная в смене сравнительно высокотемпературных стадий низкотемпературными по мере удаления от Дебаклинского разлома.

Руды Каджаранского месторождения характеризуются значительным разнообразием минерального состава. Наряду с главными рудообразующими минералами — молибденитом и халькопиритом значительную роль играют пирит, борнит, галенит, сфалерит, магнетит, шеелит. Подчиненное значение имеют энаргит, теннантит, тетраэдрит, люцит, висмутин, виттихенит, эмплектит. Сравнительно редко встречаются алтаит, тетрадимит, теллуrowисмутит, гессит, петцит, креннерит (?), аргентит, галеновисмутит, бурнонит, самородные золото, серебро, висмут, теллур (Пиджян, 1975; Фарамазян, 1974; Зарьян, 1963).

Помимо основных полезных компонентов руды Каджаранского месторождения содержат также ряд редких и благородных элементов (Re, Se, Te, Bi, Au, Ag, а также Ge, Gd и др.) (табл. 15). На примере Каджаранского месторождения впервые И. Г.

Магакьяном, Г. О. Пиджяном была доказана ценность медно-молибденовой рудной формации в отношении содержания Re, Se, Te. Наиболее высокие концентрации Re связаны с молибденитом (табл. 16) и, особенно, с теми его генерациями, которые образуются в средних стадиях минерализации. Кроме Re с молибденитом связаны также значительные концентрации Se (табл. 16). Однако, несмотря на то, что молибденит является концентратором Se, тем не менее ос-

Таблица 15

Содержание попутных компонентов в рудах Каджаранского месторождения

Элемент	Содержание
Re	0,01 г/т
Se	8,47 "
Te	4,45 "
Bi	10,7 "
Ge	1,74 усл. ед.
Au	0,082 "
Ag	3,09 "

Таблица 16

Содержание Re, Se и Te в главнейших рудообразующих сульфидах Каджаранского месторождения по данным химических анализов

Стадия минерализации	Минерал	Содержание в %		
		Re	Se	Te
Кварц-молибденитовая	Молибденит	0,028—0,031(4)	0,025—0,029(3)	0,001—0,002
		0,0295	0,0270	0,0015
Кварц-халькопирит-молибденитовая	Молибденит	0,013—0,078(2)	0,031—0,370(2)	0,0028—0,0051(2)
		0,0455	0,0340	0,0039
	Халькопирит	не опр.	0,015—0,038(2) 0,0265	не опр.
Кварц-халькопиритовая	Халькопирит	не опр.	0,023—0,047(3)	0,007—0,012(3)
			0,0430	0,0025
Кварц-пиритовая	Пирит	не опр.	0,001—0,002(4)	0,0003—0,0015(4)
			0,0015	0,009
Полиметаллическая	Пирит	не опр.	0,007—0,009(2)	0,005—0,008(2)
			0,0085	0,0065
	Сфалерит	не опр.	0,006—0,017	0,003—0,0035
			0,0115	0,0032
	Галенит	не опр.	0,004—0,064(2)	0,012—0,031(2)
			0,0052	0,0215

Примечание: В числителе—пределы колебаний содержаний, в знаменателе—средние содержания. (В скобках—количество проб).

новная масса его (около 85—90%, по А. С. Фарамазяну, 1974) связана с халькопиритом и пиритом. С последними двумя минералами связана также основная масса Те, но он в отличие от Se концентрируется в сульфидах конечных стадий и частично выпадает в виде теллуридов. Одним из характерных примесей руд месторождения является Вi, который свои максимальные концентрации образует в халькопирите средних стадий минерализации. Богат Вi также галенит (табл. 17). Часть Вi представлена в виде собственных минералов, образующих включения и тесные сростания почти со всеми сульфидами и в особенности с халькопиритом. В рудах месторождения установлены также небольшие концентрации Ge, In, Gd, а также Au, Ag (табл. 18) и платиноидов.

Таблица 17

Содержание висмута в минералах и продуктах флотации руд Каджарана

Наименование пробы	Среднее содержание в %
Пирит	0,0036—0,203 (К. К.)
Халькопирит	0,021 (А. Ф.)—0,04 (К. К.)
Молибденит	0,0033 (К. К.)—0,016 (А. Ф.)
Борнит	0,003—0,019 (А. К.)
Сфалерит	0,0038 (К. К.)
Галенит	0,088 (К. К.)—0,096 (А. Ф.)
Руда (штокверк)	0,001 (А. К.)—0,0012 (А. Ф.)
Концентрат	0,0113 (С. А.)
Концентрат	0,0142 (С. А.)
Хвосты	0,00086 (С. А.)

Примечание. В скобках авторы: К. К.—Карамян К. А., А. Ф.—Фарамазян А. С., А. К.—Каранетян А. И., С. А.—Акмаева С. С.

Первый этап связывается с монцитонитовой интрузией, возраст которой, согласно радиологическим исследованиям Р. Х. Гукасяна, Б. М. Меликсетяна (1965), Г. П. Багдасаряна, Р. Х. Гукасяна, К. А. Карамяна (1968), соответствует верхнему эоцену (35—41 млн. лет). Второй этап минерализации охватывает развитие

* Первый этап представлен кварц-турмалиновыми жилами с шеелитом, молибденитом, халькопиритом, магнетитом, пиритом; второй этап—основная промышленная медно-молибденовая минерализация (Магакьян, Мкртчян, Мовсисян, Карамян, 1967, стр. 138).

Вопросы возраста и генетической связи оруденения Каджаранского месторождения нельзя считать окончательно решенными. В. Н. Котляр (1947) связывал оруденение с порфировидными гранитами, С. А. Мовсисян (1953)—глубинным очагом, И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, С. А. Мовсисян и К. А. Карамян (1968) выделили два этапа рудной минерализации, которые наряду с отличительными особенностями имеют определенное сходство, выраженное в проявлении в каждом из них молибденитовой минерализации*.

в пределах Каджаранского месторождения наиболее молодые интрузивные породы (порфировидные граниты и их жильная фация), возраст которых радиологическими исследованиями этих же исследователей определяется как нижний миоцен (23 млн. лет). По А. Е. Кочаряну в пределах рудного поля (уч. Анд) проявлена рудная минерализация (также с молибденом), возраст которой не превышает 7—8 млн. лет. Таким образом, можно счи-

тать, что образование руд Каджаранского месторождения происходило в результате наложения рудообразовательных процессов, оторванных друг от друга на 34—35, 15—18 и 8—10 млн. лет. В связи с этим возникает вопрос о возрасте и генетической связи основного промышленного оруденения. Группа вышеотмеченных исследователей считает, что второй этап является наиболее ценным в промышленном отношении. Вполне разделяя это мнение, нам все же кажется, что нет никаких оснований считать первый этап минерализации совершенно неинтересным в промышленном отношении (Карапетян, 1970). Наоборот, полученные Р. Х. Гукасяном, Б. М. Меликсетяном (1965) данные о наличии промышленного Cu—Mo оруденения в связи с каждым из отмеченных этапов магматизма на продолжении проходящего здесь Дебаклинского разлома (Агаракское и Айгедзорское месторождения в связи с верхнеэоценовым этапом, Джиндаринское и Дастакертское—с нижнемиоценовым) и проявленность продуктов обоих этапов магматизма в пределах Каджаранского месторождения дали основание промышленное оруденение считать суммарным результатом двух интенсивно проявленных рудообразовательных процессов (Карапетян, 1970). Этим мы склонны объяснить несравненно большие масштабы и интенсивность оруденения Каджаранского месторождения. Сходство минерального состава продуктов этих процессов рудообразования существенно осложняет отделение их на месторождении. Косвенным доказательством полиэтапности оруденения являются «противоречивые» факты о последовательности образования продуктов различных стадий

Таблица 18

Содержание благородных элементов
в рудах и концентратах Каджаранского месторождения (по данным пробирных анализов)

Наименование пробы	Содержание в усл. ед.	
	Au	Ag
Концентрат сульфидный (кварц-молибденит-халькопиритовой стадии)	0,7	14,3
То же кварц-халькопиритовой стадии	0,3	27,6
Концентрат пиритовый	0,8	31,2
Концентрат полиметаллический	3,2	41,5

минерализации, которые позволили различным исследователям предложить схемы стадийности развития рудообразовательного процесса, находящиеся в противоречии друг с другом (Пиджян, 1960, 1975; Магакьян, Мкртчян и др., 1967; Карамян, Фарамазян, 1960 и др.). В соответствии с этим нами было отмечено, что при проведении дальнейших минералого-геохимических исследований в пределах Каджаранского месторождения должна быть учтена возможная полиэтапность образования его руд, что, безусловно, поможет правильному пониманию многих фактов. Действительно, комплексными исследованиями интрузивных пород, гидротермально-метасоматических образований и Cu—Mo оруденения, проведенными большим коллективом геологов ИГЕМ АН СССР под руководством Ф. К. Шипулина, В. И. Рехарского и др. (1975), установлено, что «молибденовая и медная минерализации, проявившиеся после даек аплитов, разорваны во времени образования внедрением даек олигоклазовых кварцевых диоритов» (Пашков и др., 1975, стр. 161).

Для решения вопросов возраста и генетической связи оруденения Каджаранского месторождения важное значение имеет выяснение взаимоотношений даек и оруденения, которые уже многие годы являются предметом острых дискуссий. Часть исследователей (Саакян, Лягин, Гуляева, 1941 и др.) дайки Каджаранского месторождения считали пострудными, другие (Мовсесян, 1944; Мкртчян, 1945; Мкртчян, Карамян, Аревшатян, 1969 и др.), наоборот, все дайки месторождения относят к дорудным образованиям. Основанием для такого заключения является факт пересечения ряда даек (микромонцитониты, монцитонит-порфиры, аплиты) кварц-молибденитовыми прожилками, а ксенолиты аплитов встречены в дайке гранодиорит-порфиров II этапа. М. П. Исаенко (1953) кроме дорудных даек (диорит-порфириты) выделяет и пострудные по отношению к основным продуктивным стадиям гранодиорит-порфировые дайки, которые, однако, по отношению к полиметаллическим стадиям являются дорудными.

В 1972 г. в восточном борту карьера, на горизонте 2130 м геологами Каджаранского комбината была обнаружена дайка, которая Ю. Н. Пашковым и др. (1975) была описана как дайка олигоклазового кварцевого диорита. Мощность дайки от 15—20 см до 1,5—2 м прослежена по простиранию на расстояние 60 м. Она пересечена (со смещением) дайкой гранодиорит-порфиров II этапа и содержит обломки монцитонитов, многие из которых гидротермально сильно изменены. Кроме того, в составе дайки обнаружены кварц-полевошпатовые метасоматиты и обломки кварц-молибденитовых жил. На продолжении дайка пересекает кварц-молибденитовую жилу, а в самой дайке местами развита густая вкрапленность халькопирита, размером зерен до 0,5 см. Дайка

пересекается прожилками халькопирита и продуктами более поздних стадий минерализации. На основании всего изложенного с учетом данных изучения газово-жидких включений и микрозондового анализа Ю. Н. Пашков и др. пришли к заключению о пострудном (по отношению к основной $Cu-Mo$ минерализации) характере этой дайки и в соответствии с этим считают, что Mo и Cu минерализации, проявившиеся после даек аплитов, разорваны во времени образования внедрением даек олигоклазовых кварцевых диоритов. Из них Mo оруденение они связывают с поздними магматическими дифференциатами наиболее кислого состава, а Cu — с более глубоким очагом основного-среднего состава*.

По К. А. Карамяну и др. (1976), отмеченная дайка по внешнему виду напоминает трахиандезиты миоплиоцена данного региона, а петрографический состав, структура и химизм позволяют отнести ее к кварцевым (биотитовым) сиенитовым порфирам. Взаимоотношение с дайками гранодиорит-порфиров, по К. А. Карамяну и др., не устанавливается. Учитывая, что дайки гранодиорит-порфиров секутся кварц-молибденитовыми прожилками и жилками, а обломки этих жил содержатся в отмеченной дайке и в свою очередь пересекаются халькопиритовыми прожилками, внедрившимися после кварц-молибденитовой, но до кварц-халькопиритовой стадии минерализации. Особенности состава и структуры, неровные контакты с многочисленными ответвлениями тончайших (миллиметровых) апофиз позволили К. А. Карамяну и др. считать, что слагающий дайку материал характеризовался большой проницаемостью во вмещающие породы, обусловленной насыщенностью расплава летучими, является продуктом деятельности дифференцированного остаточного очага и его нельзя рассматривать как проявление нового этапа интрузивной деятельности.

Изучение собранного нами фактического материала подтверждает вывод о том, что слагающий отмеченную дайку материал характеризовался большой проницаемостью, что, на наш взгляд, можно объяснить и другими причинами, в частности, ассимиляцией значительного количества рудных минералов (молибденит, халькопирит, пирит) раннего этапа рудообразования, поэтому кажется недостаточно обоснованным считать, что порождающий дайку очаг был остаточным и дифференцированным и, следовательно, отрицать возможность образования дайки в результате нового этапа интрузивной деятельности. Детальное микро-

* Такое заключение хорошо согласуется с мнением Г. А. Твалчредидзе (1972) о принадлежности $Cu-Mo$ формации к аномальному типу, в составе которых присутствуют металлы различных геохимических связей: Cu — с ювенильным, Mo — с коровым источниками.

скопическое изучение большого количества полированных шлифов из дайки показывает, что как ксенолиты монцонитов, включенные в дайку, так и сама дайка несут рудную минерализацию, представленную халькопиритом, молибденитом, пиритом, а также галенитом, сфалеритом и другими минералами, количественные соотношения которых в ксенолитах и в самой дайке разные. Ксенолиты, как правило, содержат значительно больше молибденита, чем дайка, а последняя содержит главным образом халькопиритовую минерализацию с вкрапленностью молибденита, секущими метастазис полиметаллическими прожилками. Все это, на наш взгляд, подтверждает ранее высказанную нами точку зрения о длительности и полиэтапности промышленного рудообразовательного процесса Каджаранского месторождения, проявленного, по-видимому, в связи с формированием двух различных магматических комплексов. Что же касается источника рудного вещества, то оно, возможно, имеет ювенильно-коровое происхождение, гидротермальные растворы, вероятнее всего, привнесены главным образом из магматического очага. Кроме того, учитывая наличие пегматитового и скарнового оруденения в связи с этими интрузивными образованиями, можно предположить, что сравнительно небольшая часть гидротермальных растворов связана с глубокими, еще не застывшими частями самих интрузий.

Айгедзорское месторождение изучено Г. И. Гольденбергом, Г. О. Пиджяном, К. А. Карамяном, А. И. Карапетяном и многими др. Оруденение представлено кварц-молибденитовыми жилами (участок Центральный) (рис. 46), прожилками, вкрапленностью (участки Марал-Зами, Личкваз). В пределах Центрального участка жилы образуют рудоносную полосу (шириной до 250 м) северо-восточного простирания в различной степени гидротермально измененных гранодиоритах. Общая протяженность рудной зоны—300—350 м, протяженность отдельных жил до 200 м. По падению жилы прослежены на 250—270 м. Они в основном выполнены белым кварцем с небольшими включениями молибденита, халькопирита, пирита. Жилы нередко имеют брекчиевидную текстуру: выделяется внутрирудная брекчия, цементом которой является темный кварц, густо пропитанный молибденитом, и пострудная брекчия. На участке Марал-Зами оруденелая зона прослежена на 500 м.

Рудообразовательный процесс носит многостадийный характер (Карапетян, Гольденберг, 1959). Наиболее интенсивно и широко проявлена кварц-халькопирит-молибденитовая стадия, менее интенсивно—кварц-пирит-халькопиритовая, кварц-молибденитовая и полиметаллическая стадии.

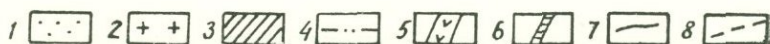
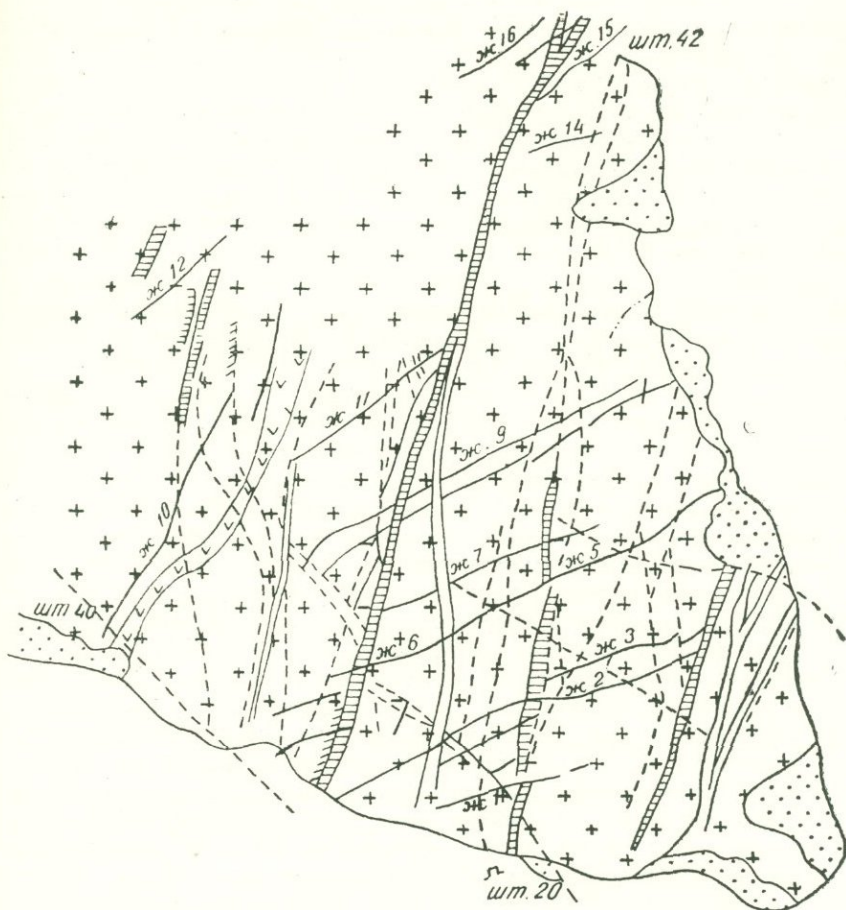


Рис. 46. Схематическая геологическая карта Центрального участка Айгедзорского месторождения (гор. 1166 м) (по Г. И. Гольденбергу и С. С. Даллакяну): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—гранодиориты, слабо гидротермально измененные; 3—гранодиориты, сильно гидротермально измененные; 4—аплиты, аплит-пегматиты, пегматиты; 5—дайки диорит-порфиров; 6—дайки диабаз-порфиров; 7—кварц-молибденитовые жилы; 8—тектонические нарушения

Кроме главных компонентов руд (Cu, Mo) в них значительные концентрации образуют Re (до 0,165% в молибдените), Se, Bi, Te, Cd.

Личкваз-Тейское месторождение изучено Г. И. Гольденбергом, Ш. О. Амиряном, К. А. Карамяном, Г. М. Туняном и др. Приурочено оно главным образом к интрузивным породам и представлено кварц-сульфидными жилами и зонами прожилково-вкрапленных руд (рис. 47, 48). Выделяются кварц-пиритовые, пирит-халькопиритовые, халькопирит-молибденитовые и золото-полиметаллические жилы и прожилки. Мощность жил до 1 м.

В минеральном составе руд кроме главных рудообразующих минералов—пирита, сфалерита, халькопирита, галенита и молибденита принимают участие блеклые руды, самородное золото, марказит, висмутин, виттихенит, эмплектит, киноварь; из жильных минералов—кварц, кальцит. Вдоль жил породы интенсивно серицитизированы и пиритизированы, местами каолинизированы, карбонатизированы, окварцованы. Ш. О. Амирян здесь выделяет безрудную кварцевую, пирит-халькопиритовую, полиметаллическую и кварц-карбонатную стадии минерализации. Медно-молибденовые жилы, как и на Тейском участке, по Ш. О. Амиряну (1974), «относятся к более раннему этапу рудообразовательного процесса, в результате чего формировались медно-молибденовые месторождения Айгедзор и Марал-зами» (стр. 70).

Обобщение полученных данных показывает, что Au и Ag свои максимальные концентрации образуют в полиметаллических рудах. Особенно богата благородными элементами блеклая руда. Следующими в отношении золотоносности являются сфалерит, пирит, халькопирит, галенит. Высокими и повышенными содержаниями серебра отличаются галенит, халькопирит. Последние два минерала представляют интерес также в отношении содержания Te, хотя в целом руды Личквазского участка бедны теллуrom. То же самое касается также Se, In, Ga, Ge. В рудах полиметаллической стадии повышенные концентрации образуют Cd и Bi.

На Тейском участке оруденение представлено пятью интенсивно минерализованными зонами мощностью 5—6 м, местами 12—15 м. В пределах зоны породы раздроблены, перетерты, обелены, интенсивно окварцованы, карбонатизированы, серицитизированы. Приурочены они к сколовым тектоническим нарушениям северо-восточного простирания, которые представляют собой оперение Дебаклинского и Тейского разломов. Общая протяженность всей рудоносной полосы составляет более двух километров. Оруденение в пределах рудных зон неравномерное, гетерогенное. Представлено вкрапленностью, гнездами, жилами. Различные

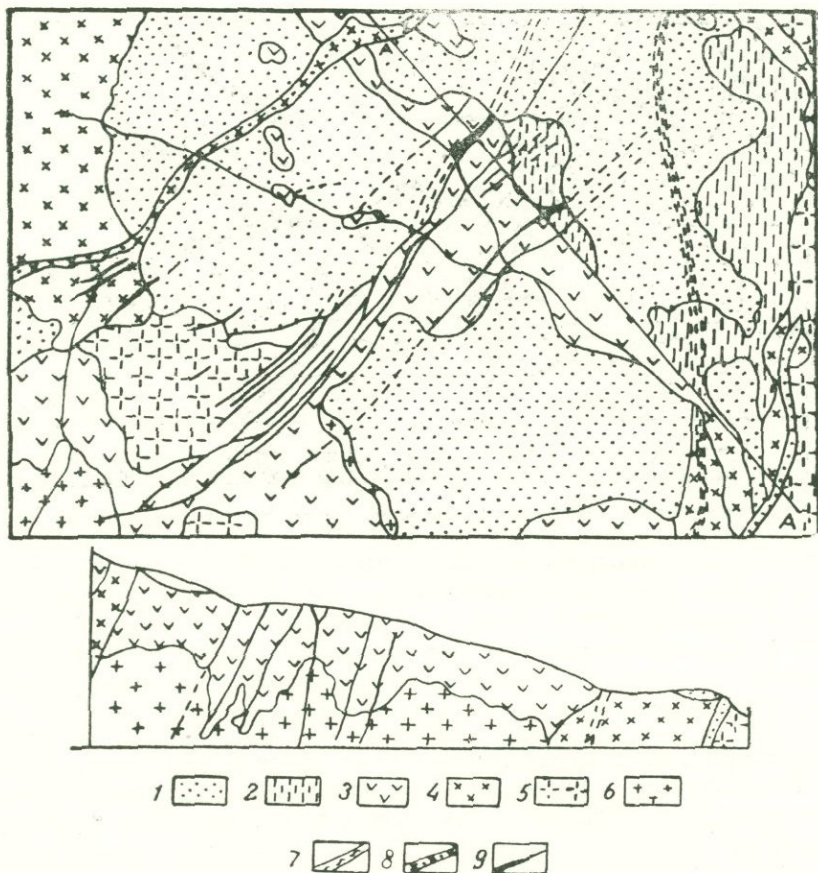


Рис. 47. Схематическая геологическая карта Тейского участка Личквас-Тейского золоторудного месторождения (по Г. А. Туняну): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—плиоцен, озерно-континентальные отложения; 3—средний эоцен, андезитовые и дацитовые порфиры; 4—кварцевые диориты, диориты, габбродиориты; 5—гранодиориты; 6—граниты, гранит-порфиры; 7—дайки диоритовых порфиров; 8—дайки андезито-дацитов; 9—рудные зоны

интервалы рудных зон нередко представлены различными минеральными ассоциациями.

В пределах первой зоны оруденение представлено полиметаллической, арсенопиритовой, пирит-халькопиритовой и пиритовой минерализацией, которая образует кулисообразно расположенные жилы, прожилки, гнезда. В четвертой зоне наиболее интен-

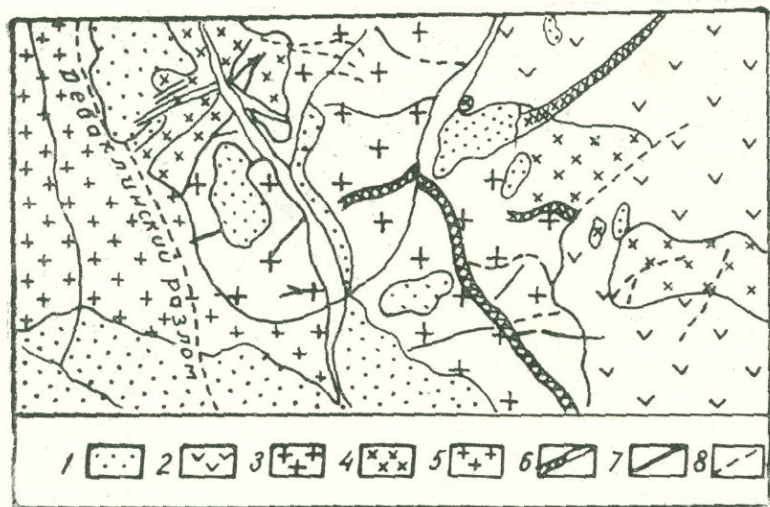


Рис. 48. Схематическая геологическая карта Личквазского участка Личкваз-Тейского золоторудного месторождения (по Г. А. Туняну): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—средний эоцен, андезиты-дацитовые порфиры; 3—гранодиориты; 4—кварцевые диориты, габбро-диориты; 5—граниты, гранит-порфиры; 6—дайки диоритовых и диабазовых порфиров; 7—рудные зоны и жилы; 8—разрывные нарушения

сивно проявлена полиметаллическая и арсенопиритовая минерализация, которая также представлена жилами, прожилками, вкрапленностью. Мощность рудоносных зон и интенсивность оруденения по мере приближения к Дебаклинскому разлому уменьшаются.

Ш. О. Амирян (1974) в пределах Тейского участка выделяет 6 стадий минерализации: кварцевую, кварц-пиритовую, пирит-халькопиритовую, золото-полиметаллическую, золото-арсенопиритовую и кварц-карбонатную. Кроме того, здесь небольшое развитие имеют кварц-молибденитовые прожилки, которые по Ш. О. Амиряну относятся к раннему этапу гидротермального рудообразования. В отношении содержаний Au наибольший интерес представляют руды Au-полиметаллической стадии, несколько меньше концентрация Au в рудах Au-арсенопиритовой стадии, в остальных рудах содержание Au сравнительно низко. В отношении Ag разница между продуктами различных стадий сравнительно небольшая. Так, если концентрация Au от кварц-пиритовой стадии

к полиметаллической возрастает в 30 раз, то концентрация Ag возрастает всего лишь в 10 раз (Амирян, 1974). В соответствии с этим золото-серебряное отношение возрастает от 1:23 до 1:3, проба Au колеблется в пределах 850—870. С глубиной содержание Au возрастает, а Ag уменьшается. При этом основная часть Au представлена в самородной форме и лишь частично входит в состав других минералов. В отличие от этого Ag представлен главным образом в виде изоморфной примеси в блеклой руде—1,8, галените—0,05—0,92, сфалерите—0,08—0,12, халькопирите—0,02—0,16% и т. д., и сравнительно небольшая часть его образует собственные минералы—гессит, аргентит.

Руды Тейского участка характеризуются значительными содержаниями Вi, максимальные концентрации которого приурочены к сравнительно высокотемпературным стадиям минерализации (пирит-халькопиритовая—0,07, кварц-пиритовая—0,04%), хотя наиболее богатые Вi минералы являются сравнительно более поздними образованиями внутри каждой стадии минерализации (галенит—0,27, блеклая руда—0,18%). В целом для Вi отчетливо проявлена тенденция концентрироваться в халькопирите (0,03—0,1%). Часть Вi образует собственные минералы—висмутин, виттихенит, эмплектит, теллуrowисмутит, козалит и др.

Кадмий концентрируется в полиметаллических рудах (0,067%), а в них в сфалерите (0,3—1,2), галените (0,12—0,29), блеклой руде (0,6%). Сравнительно небольшие концентрации образуют Se и Te (тысячные, редко сотые доли процента), а также In, Ga, Ge (тысячные доли процента).

Переходя к рассмотрению вопросов возраста и генетической связи оруденения Айгедзорского рудного поля, необходимо прежде всего отметить, что в настоящее время нет достаточных оснований для более или менее обоснованного решения этих вопросов. Как было отмечено выше, Ш. О. Амирян кварц-молибденитовые жилы и прожилки Личквас-Тейского месторождения относит к более раннему этапу минерализации по сравнению с Au-полиметаллическим оруденением. По К. А. Карамяну, Cu—Mo и Au-полиметаллическая формации вместе с Pb—Zn «...образуют генетический ряд—рудный комплекс», который парагенетически связан с послезоценовой интрузивной деятельностью». При этом он считает, что «...гидротермальная Cu—Mo, Pb—Zn и Au-сульфидная минерализации формируются после внедрения даек II этапа (диорит-порфиры, спессартиты, керсантиты, гранодиорит-порфиры)», «...генетически связаны с глубинным магматическим очагом» и «...обусловлены возникновением качественно отличных, обособленных очагов, которые отличаются соотношением полезных компонентов Mo, Cu, Zn, Pb, As, Au, Ag, Bi». Образование

полиформационных месторождений (или рудных полей), на наш взгляд, правильнее объяснить эволюцией магматического очага, который в зависимости от тектонических условий периодически снабжал верхние слои земной коры магмой и гидротермальными рудоносными растворами. В таком случае было бы естественно ожидать более сложные взаимоотношения интрузивных пород, даек и оруденения. Пострудные для раннего этапа породы должны быть дорудными для более позднего этапа, но магматические породы, взятые в целом, если они связаны с рудоносным очагом, должны быть дорудными, ибо последний этап рудообразования обычно искажает и затушевывает факты, свидетельствующие о пострудности даек и пород позднего этапа по отношению к оруденению раннего этапа.

7. Месторождения прилегающих к Памбак-Зангезурской зоне частей Армянской ССР

Гамзачиманское месторождение изучено Э. М. Мадатяном, Г. И. Гольденбергом, И. Г. Магакьяном, Ш. О. Амиряном, А. И. Карапетяном и др. Оруденение представлено жилами, гнездами, прожилково-вкрапленными зонами, развитыми в серицитизированных, хлоритизированных, каолинизированных порфировидных граносиенитах верхнеэоценового возраста. Оруденение контролируется Агстевской зоной нарушений (рис. 49, 50). Участок месторождения соответствует участку пересечения Маймех-Мегрутского сброса с продолжением Сурамджанского разлома, который более отчетливо проявлен на южном склоне Памбакского хребта. Рудообразовательный процесс имеет многостадийный характер: различной интенсивностью проявлены кварц-пиритовая, кварц-молибденитовая, кварц-шеелитовая и полиметаллическая стадии минерализации, которые характеризуются различной золотоносностью. Наиболее богаты Au продукты полиметаллической стадии, затем идет кварц-шеелитовая стадия, остальные стадии характеризуются низкой концентрацией благородных элементов. Наибольшим разнообразием минерального состава отличаются руды полиметаллической стадии, которые проявлены в виде маломощных жил и прожилков, сложенных пиритом, теннантитом, тетраэдритом, энаргитом, борнитом, самородным Au, киноварью, висмутином, тетрадимитом, калаверитом, гесситом, петцитом, алтантом, теллуrowисмутитом (рис. 51—53) (Амирян, 1966; Карапетян, 1967). Обобщение полученных данных показывает, что кроме Au и Ag здесь определенный интерес могут представлять также Bi, Se. При этом концентрации Au, Ag, Bi и Se от ранних к поздним стадиям возрастают (рис. 54). Наиболее высокие концентрации их связаны с блеклой рудой, гале-

98

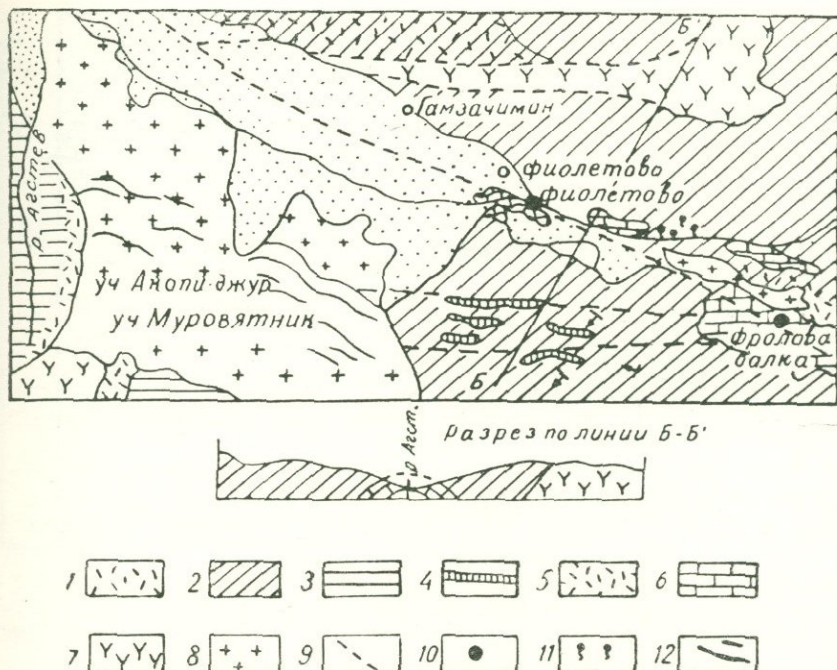
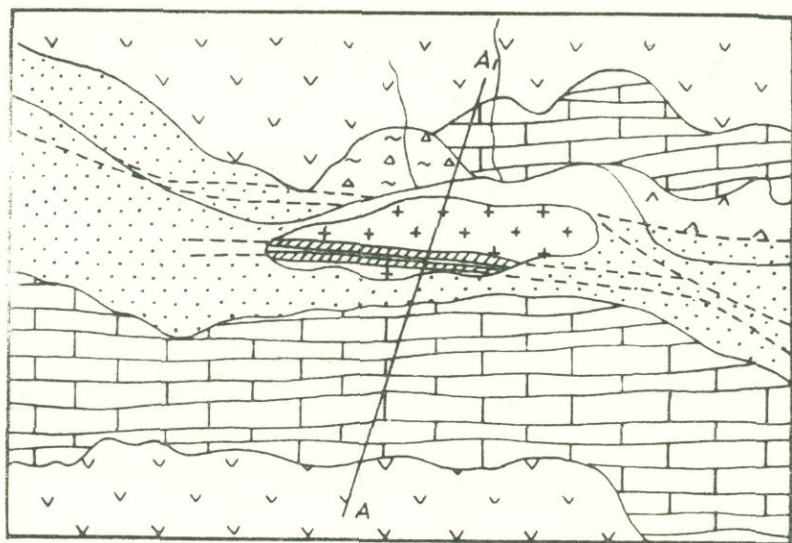


Рис. 49. Схематическая геологическая карта Гамзачиманского рудного поля (составлена А. И. Карапетяном с использованием данных В. Н. Котляра, Б. С. Вартапетяна и личных исследований): 1—аллювиально-делювиальные отложения. Средний эоцен: 2—порфиры и их туфы; 3—туфобрекчии; 4—туффы, туфогенные песчаники, мергели; 5—гидротермально измененные породы. 6—Сенон, известняки. Верхний эоцен-олигоцен: 7—щелочные сиениты; 8—порфировидные гранодиориты, 9—тектонические нарушения, 10—буровые скважины, 11—минеральные источники, 12—рудные жилы

нитом, сфалеритом и поздней генерацией пирита. На участке Гилут среди гидротермально измененных гранодиоритов и сиенито-диоритов выделяется оруденелая зона мощностью до 20 м с вкрапленностью и небольшими гнездами пирита, молибденита, халькопирита.

Оруденение Гамзачиманского месторождения пространственно тесно связано с выходами порфировидных граносиенитов, а на участках Аюпи-джур, Фиолетово и Муравятник—с граносиенитами (рис. 49—52). Эти факты дают основание оруденение связывать с порфировидными граносиенитами (Ш. О. Амирян).



Разрез по линии А-А'

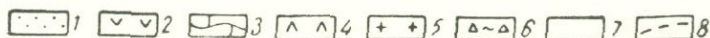
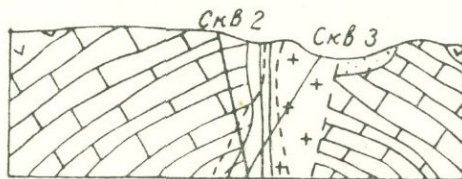


Рис. 50. Схематическая геологическая карта Фиолетовского проявления золота (по Э. М. Мадатяну): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—эоцен, порфириды, их туфы, туфобрекчии; 3—сенон, известняки; 4—верхний эоцен, субвулканические кварцевые порфиры; 5—порфировидные граносиениты; 6—гидротермально измененные брекчиевидные породы; 7—рудные зоны; 8—разрывные нарушения

Тандзутское месторождение. Рудное поле Тандзутского месторождения охватывает 3—СЗ часть Агстевской зоны разломов и объединяет участки Андраники-джур, Бариджур, Желтая речка (рис. 55, 56). Представлено главным образом серным колчеданом, который образует линзообразные, вытянутые в близширотном направлении тела интенсивно пиритизированных пород. Наиболее крупные из них имеют мощность 10—20 м

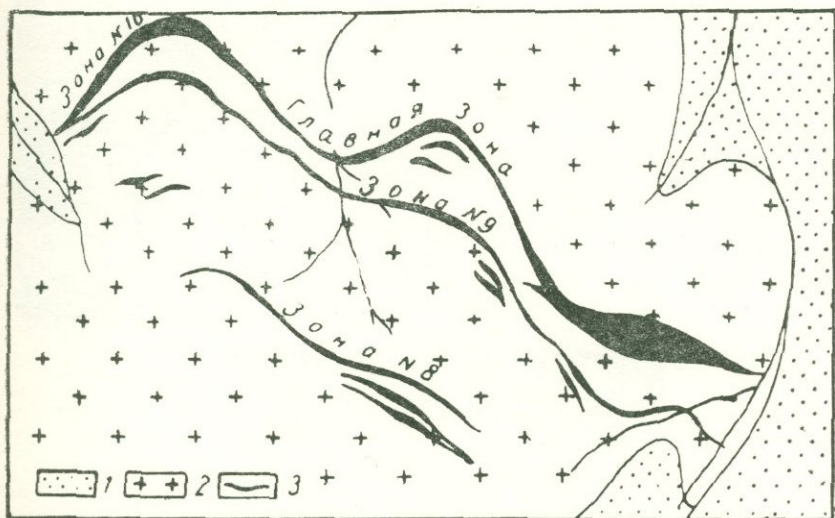


Рис. 51. Схематическая геологическая карта участка Акости-джур (по Э. М. Мадатяну): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—порфировидные граносиениты; 3—рудные зоны

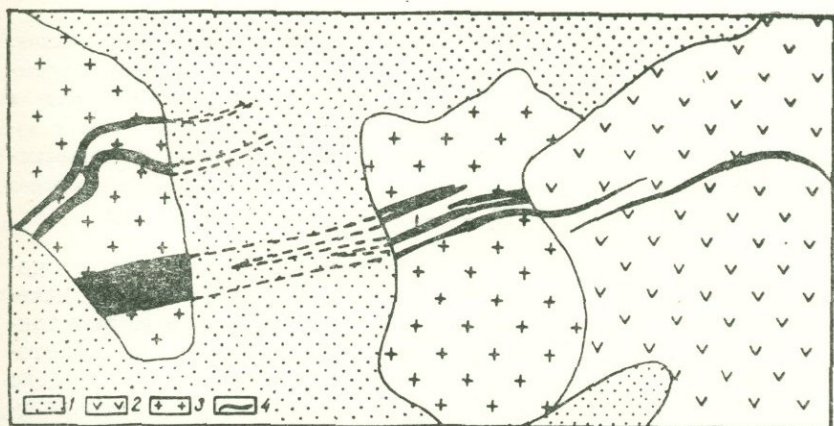


Рис. 52. Схематическая геологическая карта участка Муравьятник (по Э. М. Мадатяну): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—эоцен, порфириты; 3—порфировидные граносиениты; 4—рудные зоны

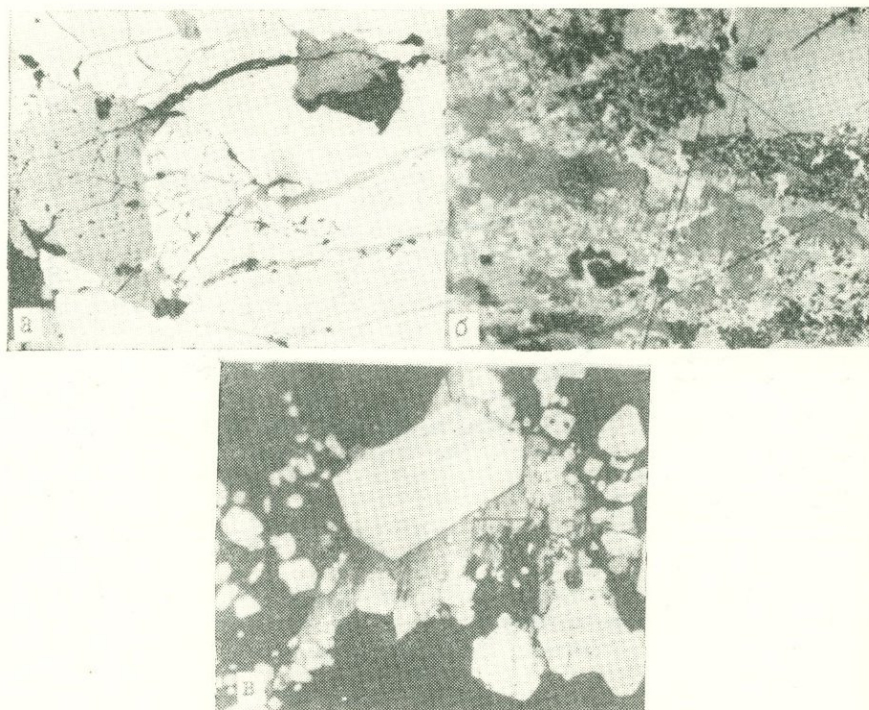


Рис. 53. Микрофото рудных минералов из Гамзачиманского месторождения: а—теллурувисмут и тетрадимит приурочены к полям теннитита, разъедающего и цементирующего пирит ранней генерации, $\times 25$; б—калаверит и гессит в срастаниях образуют мирмекитовую структуру и структуры замещения с галенитом, сфалеритом, $\times 250$; в—идiomорфные кристаллы пирита цементируются блеклой рудой, в полях которой развиты волосяные прожилки самородного золота, $\times 250$, полир. шлиф, во всех случаях без анализатора

и прослеживаются на несколько сот метров. Книзу линзы конически сужаются и на глубине 50—80 м почти полностью исчезают. В пределах месторождения небольшое развитие имеют также медноколчеданные, Cu—As и полиметаллические руды, которые проявлены позже серноколчеданного оруденения и нередко наложены на него. Серноколчеданное оруденение сопровождается кварц-пиррофиллитовой фацией, медноколчеданное и Cu—As —хлорит-серицитовый, а полиметаллическое—серицитовый и кварц-серицитовый фациями (Мурадян, 1971). Серноколчеданное оруденение представлено мелкозернистыми, часто колломорфными

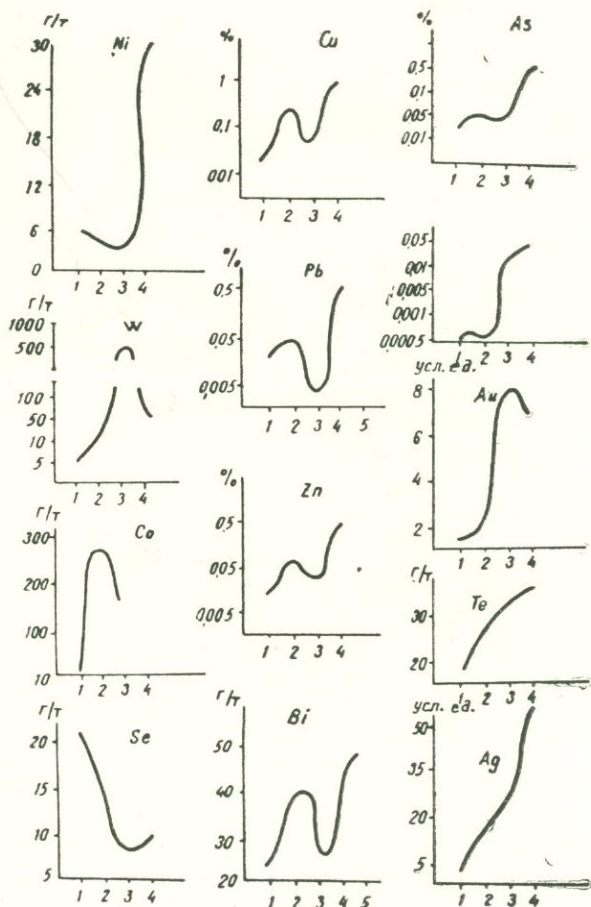


Рис. 54. Характер изменения содержаний главных рудообразующих элементов и элементов-примесей в рудах различных стадий Гамзачиманского месторождения: 1—кварц-пиритовая, 2—кварц-молибденитовая, 3—кварц-швелитовая, 4—полиметаллическая

скоплениями пирита, унаследовавшими полосчатые и брекчиевые текстуры вмещающих пород. В результате образовались почти все переходы от вкрапленных и прожилково-вкрапленных до брекчиевых, массивных и колломорфных руд. В серноколчеданных рудах кроме пирита в небольшом количестве присутствуют также халькопирит, редко гипогенный борнит, халькозин, ковел-

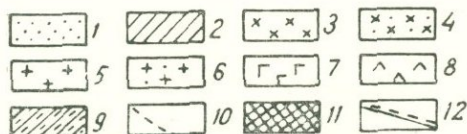
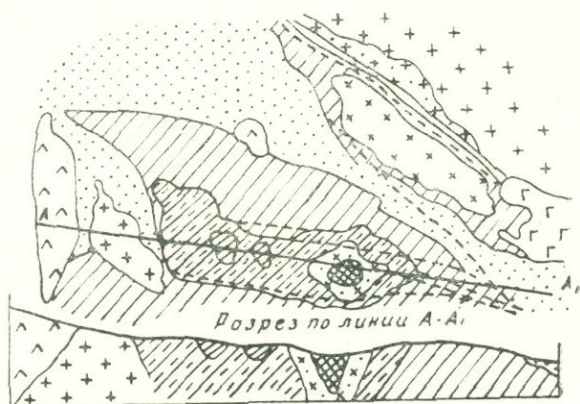


Рис. 55. Схематическая геологическая карта Танзутского рудного поля (составлена с использованием данных К. М. Мурадяна): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—средний эоцен, туфобрекчии, туфопесчаники; 3—липаритовые порфиры (жерловая, субвулканическая фации); 4—те же, гидротермально измененные; 5—кварцевые диориты, гранодиориты, граниты; 6—те же, инфильтрованные во вмещающие породы; 7—габбро, габбро-пироксениты; 8—андезиты и андезитобазальты; 9—гидротермально измененные андезиты, их лавобрекчии, туфы, туфобрекчии, туфопесчаники с серноколчеданной минерализацией; 10—тектонические нарушения; 11—серноколчеданное оруденение; 12—контактные роговики

лин. В медноколчеданных рудах преобладают пирит и халькопирит, нередко встречаются борнит, халькозин, ковеллин (гипогенные), теннантит, сфалерит. Медно-мышьяковые руды представлены гнездообразными скоплениями энаргита и теннантита, тесно ассоциирующими с пиритом, сфалеритом, самородным золотом. В полиметаллических рудах присутствуют сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит, изредка виттихенит, станнин, самород-

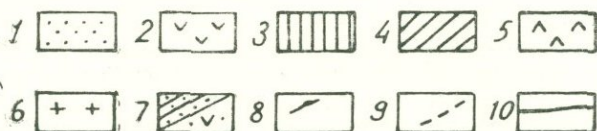
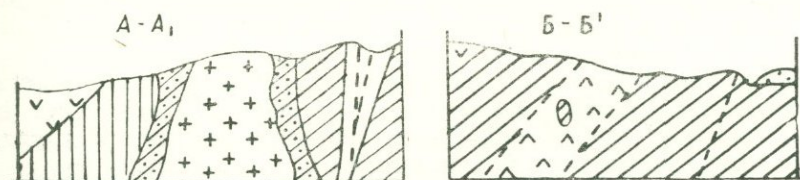
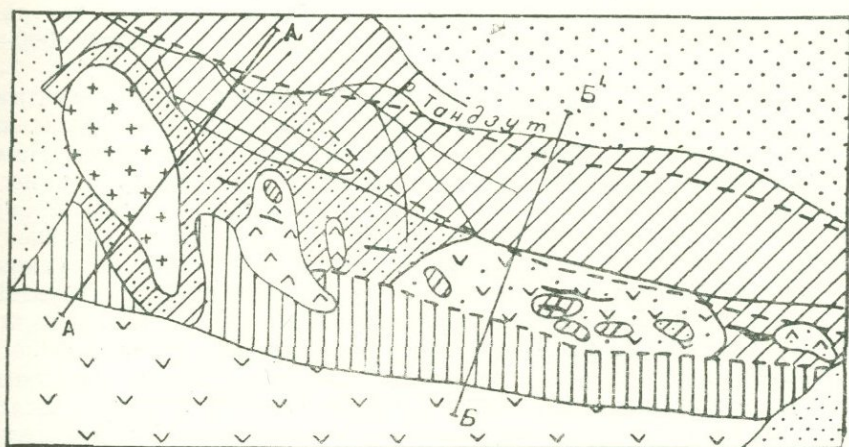


Рис. 56. Схематическая геологическая карта Тандзутского серноколчеданного месторождения (по данным Памбакского ГРЭ и Гамзачиманской ПРП): 1—измененные ожелезненные породы (железная шляпа); 2—измененные каолинизированные породы; 3—кварцевые порфиристы; 4—порфиристы, туфопесчаники и их брекчии; 5—рудные тела серного колчедана; 6—обогащенная колчеданная зона; 7—золоторудное тело; 8—рудные тела полиметаллического состава; 9—тектонические нарушения; 10—буровые скважины

ные золото и серебро. Рудообразовательный процесс завершается образованием небольшого количества барита, карбонатов, гипса.

С гипогенными рудами Тандзутского месторождения связаны сравнительно небольшие концентрации Au, Ag, Bi и Te. В продуктах наиболее поздних стадий минерализации содержание этих элементов возрастает. В отношении концентрации Au и Ag

определенный интерес представляет железная шляпа, которая прослеживается на расстоянии до 2,5 км при мощности 300—400 м (рис. 56).

Вопрос генезиса Тандзутского месторождения нельзя считать окончательно решенным. В своих ранних работах И. Г. Магакьян (1954) оруденение связывал с третичными гранитоидами Памбакского хребта, считая, что оно по типу приближается к колчеданным залежам Алавердской и Чибухлинской групп месторождений. По Б. С. Вартапетяну (1965) оруденение связано с интрузивными породами. По И. Г. Магакьяну и Ш. О. Амиряну (1967) оруденение связано с субвулканической интрузией. Близок к этой точке зрения К. М. Мурадян (1971), согласно которому оруденение на Тандзутском рудном поле формировалось в субвулканических условиях и относится к жерловому (вулканогенно-гидротермальному) типу. Ш. О. Амирян (1972) полиметаллические и золотосодержащие руды месторождения предположительно связывает с Гилутским массивом порфировидных гранитов.

Отчетливо проявленная пространственная связь с субвулканическими телами липаритовых и фельзитовых порфиров, их туфами и эруптивными брекчиями, идентичность их возраста и глубинность формирования дают основание промышленное серноколчеданное оруденение Тандзутского месторождения связывать со среднеэоценовым вулканизмом, рассматривая его в тесной связи с эффузивно-субвулканическим комплексом.

Хосровское месторождение находится в верховьях р. Хосров (правый приток р. Веди) на левом и частично правом склонах ущелья. Представлено вкрапленностью, тонкими прожилками и гнездами киновари, развитыми в зоне раздробленных, брекчированных, заохренных известняков турона, которые прорываются интрузивными породами умеренно кислого состава. В пределах рудоносной зоны содержание ртути колеблется в пределах от следов до 2,8%. В подзонах оно колеблется от 0,005 до 0,01%, а в отдельных участках—до 0,1—0,2% и очень редко в единичных пробах—более 0,2%.

III. Минеральный состав руд

В результате более двадцатилетних исследований автора, проведенных по изучению минерального состава руд зоны, получены новые, очень интересные данные, позволяющие значительно детализировать и внести существенные изменения в представления о качественно-количественном минеральном составе мно-

гих типов руд, типоморфных особенностях и конвергенции ряда рудообразующих и редких минералов, определить и детально изучить значительное число новых для ряда месторождений минералов и их парагенетических ассоциаций

Характеристика минералов приводится главным образом на основании личных исследований автора с использованием результатов работ И. Г. Магакьяна, Г. О. Пиджяна, Э. А. Хачатуряна, Ш. О. Амиряна, А. С. Фарамазяна, В. О. Пароникяна, Б. М. Меликсетяна, К. А. Карамяна, Р. Н. Зарьяна, Г. Б. Межлумяна, Л. Б. Саруханян, Э. А. Сагателян, А. А. Коджояна, М. П. Исаенко, Л. П. Яшвили и др.

1. Самородные элементы

Группу составляет сравнительно небольшое число минералов, представленных металлами (самородные Au, Ag, Cu, Fe) и полуметаллами-неметаллами (самородные Bi, Te, Se).

Самородное золото относится к числу важнейших и широко распространенных рудных минералов многих рудных месторождений зоны. В группе самородных элементов оно является наиболее ценным и развито в рудах главным образом плутогенных и в меньшей мере вулканогенных гидротермальных месторождений. Наиболее часто самородное золото встречается в рудах Au—Te-полиметаллических, Au-полиметаллических месторождений, затем идут Cu—Mo, Au—Sb-полиметаллические, As-полиметаллические, Au-кварцевые и полиметаллические месторождения. Значительно реже самородное золото встречается в рудах метаморфогенных кварц-золоторудных и скарных железорудных месторождений.

Значительную роль играет вторичное самородное золото, образование которого связано с разложением золотосодержащих гипогенных минералов (сульфидов, сульфосолей, в особенности, теллуридов). Самородное золото такого происхождения развито главным образом в зонах окисления и вторичного сульфидного обогащения и составляет значительную часть россыпного золота бассейна рек Мармарик, Мегригет, Арпа и т. д.

Во всех перечисленных месторождениях самородное золото проявляется в устойчивых парагенетических ассоциациях минералов, число и интенсивность проявления которых в различных формациях существенно разные (Карапетян, Амирян, 1974, 1979). Для золоторудных месторождений характерны 2—3, редко 4 парагенетические ассоциации с самородным Au, для незолоторудных месторождений—одна—две. Кроме того, в золоторудных месторождениях самородное золото выступает в составе главных рудообразующих парагенезисов, образование которых

происходит в средних и поздних стадиях минерализации, тогда как в других месторождениях оно связано с второстепенными парагенетическими ассоциациями, образовавшимися преимущественно в поздних, сравнительно низкотемпературных стадиях минерализации. По качественно-количественному минеральному составу парагенезисы самородного золота существенно отличаются друг от друга, это прежде всего касается относительной роли самородного золота, которым наиболее богаты парагенезисы Au—Te стадии, затем идут полиметаллическая, арсенопиритовая, Cu—As и др.

В зависимости от термодинамических условий рудообразования и состава рудоносных растворов парагенезисы одноименных стадий несколько отличаются друг от друга. Так, в парагенезисах полиметаллической, Cu—Mo и пирит-халькопиритовой стадий в одних месторождениях самородное золото ассоциирует с сульфидами, в других—с сульфидами и теллуридами. При этом месторождения одной и той же группы нередко характеризуются несколько различными ассоциациями самородного золота и, наоборот, одни и те же ассоциации проявлены в месторождениях различных групп (конвергенция). Диапазон температур и давлений проявления гипогенных золоторудных ассоциаций, судя по парагенезисам, их составу и декрипитации газо-жидких включений весьма велик—от высокотемпературных до низкотемпературных, от значительных глубин до близповерхностных.

В экзогенных условиях самородное золото образуется в результате окисления золотосодержащих минералов в низкотемпературных условиях при низком давлении.

Таким образом, в рассматриваемых рудных месторождениях самородное золото выступает в роли типичного конвергентного минерала, конвергенция его первого порядка (по Ф. В. Чухрову, 1972), она проявлена в широких диапазонах колебаний температур и давлений. Конвергенция гипергенного самородного золота в рудных месторождениях зоны относится ко второму порядку в узких диапазонах температур и давлений.

В рудах рассматриваемых месторождений самородное золото нередко представлено макроскопически видимыми зернами (рис. 57, 58), которые наиболее часто встречаются в рудах Меградзорского месторождения и, в особенности, в его верхних горизонтах. В меньшем количестве оно установлено также в рудах Личквас-Тейского, еще меньше—Гамзачиманского и Азатекского месторождений. Во всех случаях видимое золото связано с наиболее поздними, сравнительно низкотемпературными стадиями минерализации. В рудах Меградзора (Шакарсар) оно связано со средними и поздними стадиями минерализации. От ранних к поздним стадиям относительное количество и размер выделе-



Рис. 57. Самородное золото из современных аллювиальных отложений Уч. Эмир-юрт, $\times 15$



Рис. 58. Самородное золото из аллювиальных отложений Мармарикского ущелья, $\times 20$

ний самородного золота увеличивается. Тенденция укрупнения частиц является одной из характерных типоморфных особенностей самородного золота, отмеченной ранее Н. В. Петровской (1955, 1970, 1973). В большинстве случаев видимое золото тяготеет к контактам рудных минералов (сульфиды, теллуриды) с кварцем или последнего с реликтами вмещающих пород. Золотинки нередко развиваются по границам зерен кварца, кристаллов кальцита или по трещинкам раздробленных жильных и рудных минералов. Среди видимого самородного золота преобладают неправильные по форме выделения, встречаются также дендриты, геммидиоморфные частицы*, слабо развитые кристаллики.

Микроскопические выделения самородного золота имеют несравненно большее распространение (рис. 59—62), они так же, как и макроскопически видимое золото, главным образом развиваются по трещинкам более ранних минералов (трещинные, прожилковые, цементационные в брекчиях и т. д.), образуют интерстициальные частицы и заполняют друзовые полости. Встречаются также геммидроморфные частицы (сростки ксеноморфных золотин и кристаллов), идиоморфные удлиненные (игольчатые, проволоочные, волосовидные) кристаллы, дендритоиды и другие формы. Внутреннее строение выделений самородного золота в большинстве случаев зернистое, нередко двойники, скелетно- и мозаично-дендритовые, зональные структуры роста.

Наиболее характерна приуроченность самородного золота к катаклазированным частям пирита, оно нередко устанавливается также в полях сфалерита, халькопирита, арсенопирита, борнита, блеклой руды, галенита, гессита и других минералов (рис. 59—62). В большинстве случаев оно является наиболее поздним образованием, выпадающим после кристаллизации почти всех ассоциирующих с ним минералов, в том числе и теллуридов. Вместе с тем были установлены случаи пересечения выделений самородного золота микропрожилками блеклой руды, что может свидетельствовать о значительной продолжительности процесса и одновременности его образования. Под микроскопом в полях самородного золота нередко устанавливаются включения сульфидов, теллуридов, жильных минералов. Размер включений так же, как и размер самих выделений самородного золота варьирует в широких пределах—от нескольких микронов, едва уловимых под обыкновенным поляризационным микроскопом, до 2—3 мм. Эти включения значительно искажают истинную картину состава самородного золота.

* Имеются в виду ксеноморфные выделения с отдельными несовершенно развитыми кристаллическими выступами, располагающимися на границе с минералами, легко поддающимися замещению.

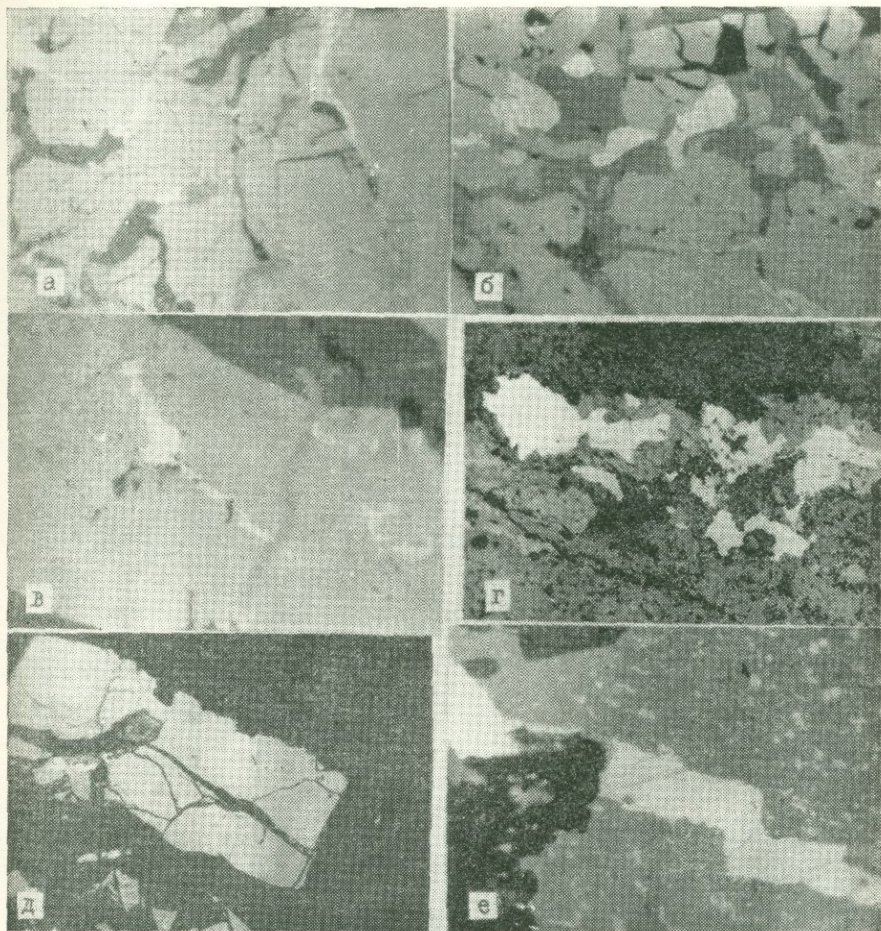


Рис. 59. Микрофото рудных минералов: а—самородное золото совместно с халькопиритом и сфалеритом цементирует раздробленный пирит, Меградзор, шт. 27, полир. шл., $\times 320$; б) ангедральные выделения самородного золота в ассоциации с борнитом цементируют раздробленный пирит, полир. шл., $\times 320$, Меградзор; в—прожилок блеклой руды пересекает выделение самородного золота, светлое поле—халькопирит, полир. шл., $\times 320$, Меградзор; г—самородное золото в сростаниях с халькопиритом в полях энаргита, полир. шл. $\times 360$, Анкаван (ассоциация впервые установлена автором); д—самородное золото в полях пирита, уч. Эмир-юрт, полир. шл., $\times 250$ (ассоциация впервые установлена автором); е—прожилок самородного золота в ассоциации с халькопиритом в полях сфалерита, полир. шл., $\times 160$, Меградзор

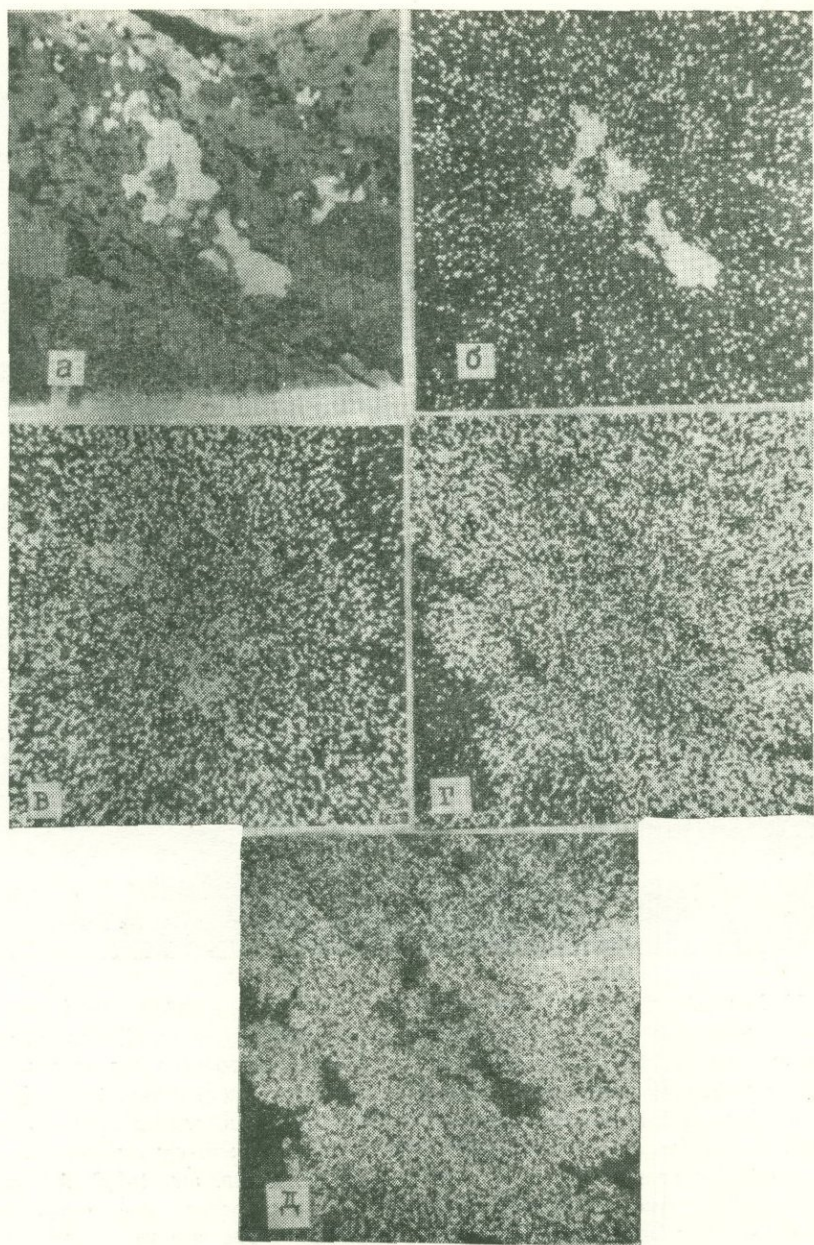


Рис. 60. Самородное золото в полях халькопирита (растровые изображения в рентгеновских лучах, $\times 300$): а—изображение в отраженных электронах; б—Au; в—Bi; г—As; д—Cu. Микронзондовый анализ показывает отчетливо проявленное стремление Bi концентрироваться в самородном золоте

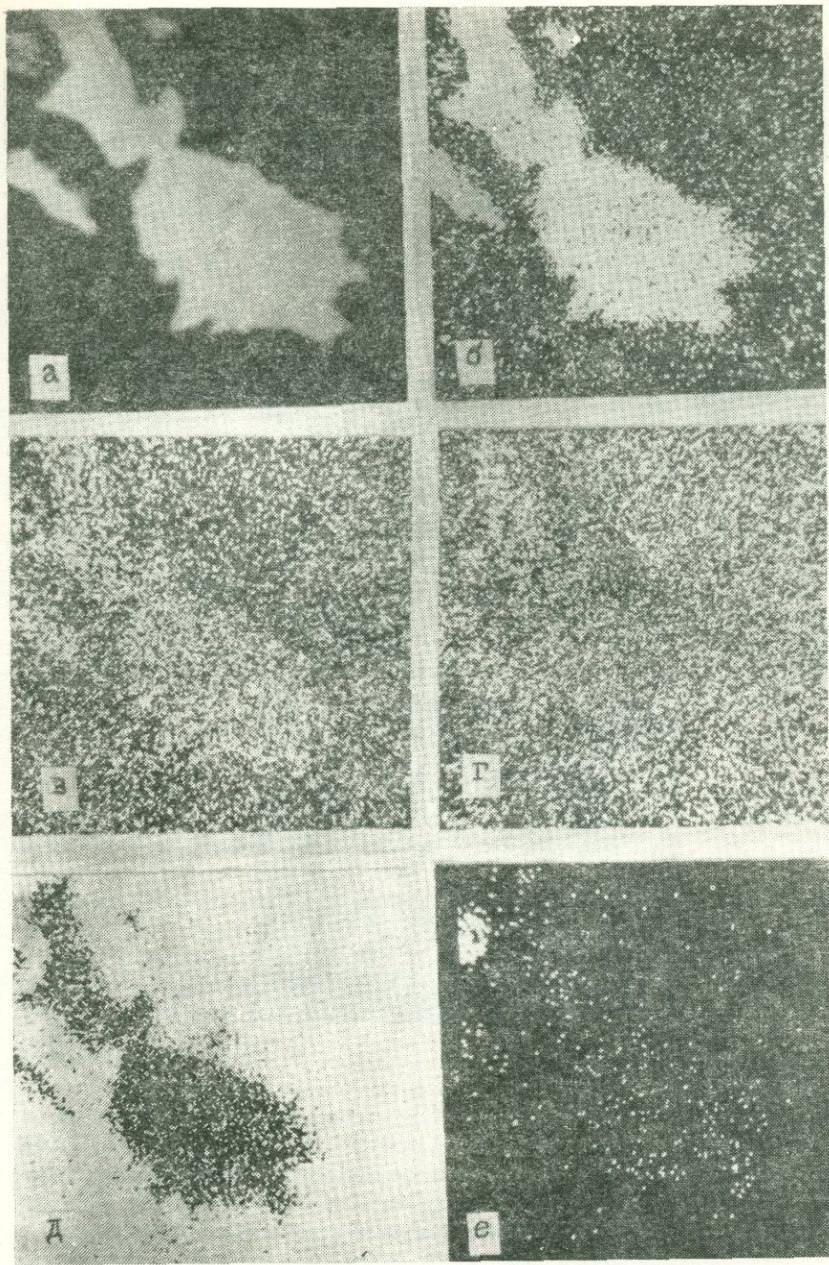


Рис. 61. Самородное золото в полях халькопирита (растровые изображения в рентгеновских лучах, $\times 300$): а—изображение в отраженных электронах; б—Au в—Bi; г—As; д—Cu; е—Ag. Микронзондовый анализ показывает отчетливо проявленное стремление Bi и Ag концентрироваться в самородном золоте.

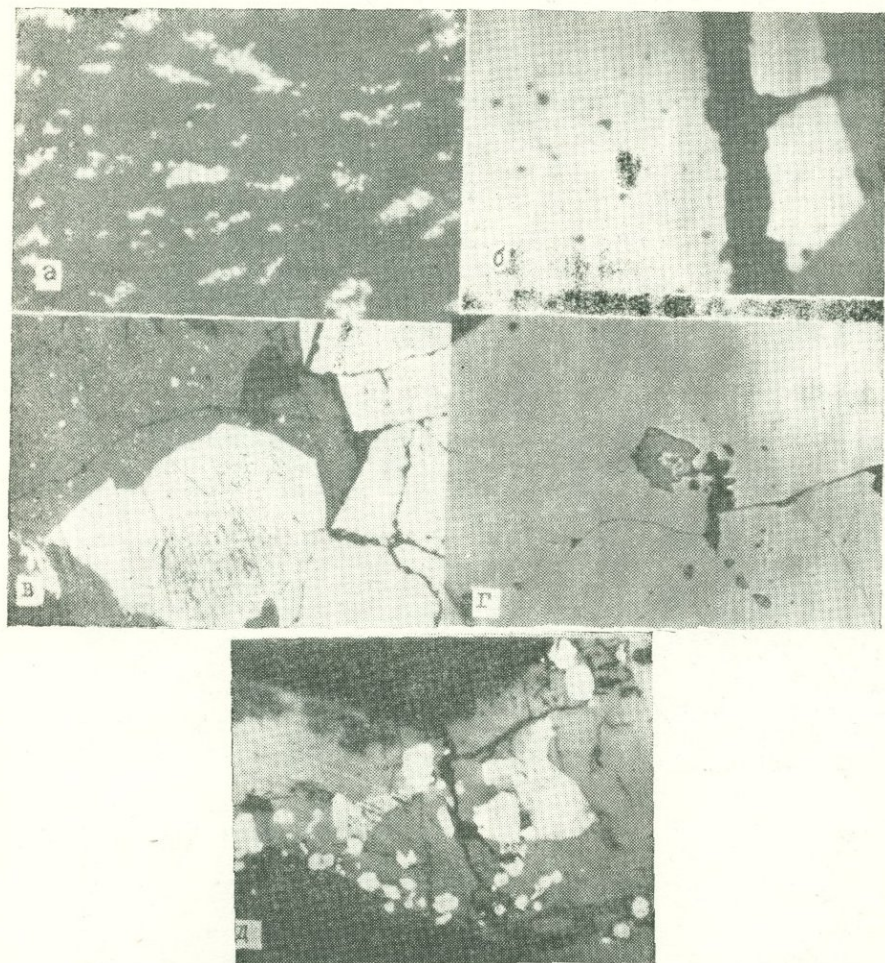


Рис. 62. Микрофото рудных минералов: а—самородное золото в полях сфалерита, полир. шл., $\times 360$, Меградзор; б—самородное золото в ассоциации со сфалеритом в полях пирита, уч. Каялу, Азатекское месторождение, $\times 600$; в—самородное золото в полях сфалерита в ассоциации с пиритом, полир. шл., $\times 160$, Меградзор, шт. 6; г—самородное золото в ассоциации с петцитом в полях пирита, полир. шл., $\times 320$, Разданское месторождение (ассоциация впервые установлена автором); д—самородное золото образует микроскопические выделения в полях блеклой руды, полир. шл., $\times 320$, Гамзачиманское месторождение

Состав самородного золота, его проба и элементы-примеси в нем имеют наиболее важное типоморфное значение. Набор и концентрация элементов-примесей в самородном золоте из различных групп месторождений, стадий, минерализаций и парагенетических ассоциаций минералов колеблются в значительных пределах. Соотношение Au к сумме примесей в самородном золоте (проба) во многом зависит от температурных условий минералообразования. От сравнительно высокотемпературных к низкотемпературным проба золота падает. Так, в рудах Анкаванского месторождения, по нашим данным (Карапетян, 1961), она составляет 900—950, в рудах Личкваз-Тейского месторождения, по Ш. О. Амиряну (1974), она значительно ниже—750—870, по П. С. Бернштейну и др. (1968), от Au-полиметаллической к Au—Te стадии Меградзорского месторождения она падает от 925—950 до 825—850; от Au-полиметаллической стадии к сульфoантимонитовой стадии (Азатек) проба золота падает от 870 до 780.

Эта закономерность, отмеченная ранее Фишером (Fisher, 1945), Ш. О. Амиряном (1974) и др., обусловлена возрастанием роли Ag и др. элементов в рудообразующих растворах сравнительно низкотемпературных стадий минерализации.

Детальные микроскопические исследования выделений самородного золота с применением рентгеновского и лазерного микрозондов позволяют сделать заключение о неоднородности его состава. В пределах даже небольших выделений устанавливаются значительные колебания содержания Au и связанных с ним примесей: Ag, Bi, Cu, Zn, Fe и др. (табл. 19, рис. 63—66).

В табл. 19 обобщены результаты локального микроспектрального (лазерного) анализа* различных участков самородного золота из Меградзорского месторождения. Как следует из этой таблицы и составленных по ней графиков (рис. 63), по величине колебаний содержания элементы располагаются в следующий ряд: Pb—Cu—Ag—Au—Fe—Te.

Микрорентгеноспектральные анализы** показывают, что в сравнительно небольших участках содержание Au колеблется в небольших пределах. Наиболее значительны колебания содержания Ag, Fe, Co, Hg, Pt, Zn, Cu, Se, Pd (рис. 65, 66).

* Лазерные микроспектральные анализы выполнены в ИГН на приборе ХМА-1 производства фирмы К. Цейсс (ГДР) в комплекте с дифракционным спектрографом PGS-2, обеспечивающим дисперсию $7,4\text{\AA}$ фотопластины Zn-2(ГДР); области регистрации спектра 2300—4000 Å.

** Локальные рентгеноспектральные исследования проводились на микрозонде марки УХА-5 Японской фирмы «Джеол» при ускоряющем напряжении 25 кВ и силе тока $3 \times 10^{-8}\text{ а}$

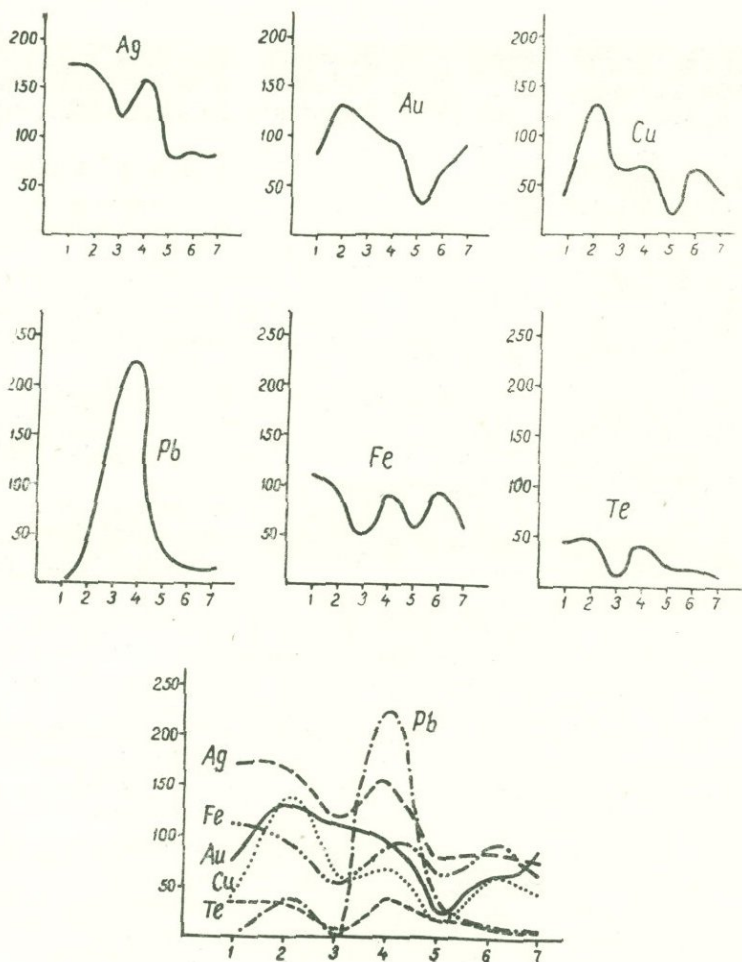


Рис. 63. Относительные содержания отдельных элементов в различных точках опробования самородного золота из Меградзорского месторождения по данным лазерного микроанализа. По оси абсцисс—точки опробования, по оси ординат—содержания в усл. ед.

Полученные данные о неоднородности состава самородного золота из различных месторождений в целом подтверждают точку зрения Н. В. Петровской (1973) о том, что твердые растворы различных элементов за редкими исключениями не могли со-

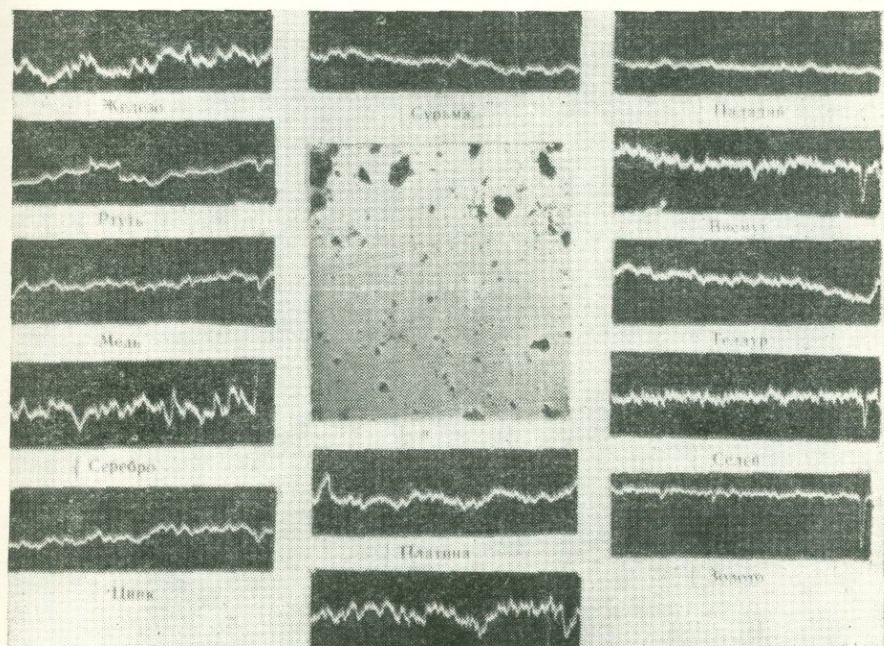


Рис. 64. Участок полированного шлифа (а) с линиями сканирования (избранными во вторичных электронах, $\times 300$) и характер распределения железа, ртути, меди, серебра, цинка, сурьмы, платины, кобальта, палладия, висмута, теллура и золота

храняться длительное время и неизбежно должны были распасться. Вместе с тем эта неоднородность, по-видимому, в значительной мере обусловлена субмикроскопическими включениями других минералов и неравномерным распределением (первичным) примесей в самородном золоте.

В Au—Te рудах зоны установлены интересные факты образования вторичного (гипогенного и гипергенного) золота в результате параморфного превращения петцита в гессит и окисления золотосодержащих сульфосолей, теллуридов. Вторичное золото, высвобожденное в результате разложения первичных минералов, как правило, характеризуется тонкозернистым внутренним строением и сравнительно высокой пробыностью (рис. 67).

В целом самородное золото в рудах рассматриваемой зоны представляет собой типичный конвергентный минерал, образующийся в широких диапазонах температур и давлений. Конвергент-

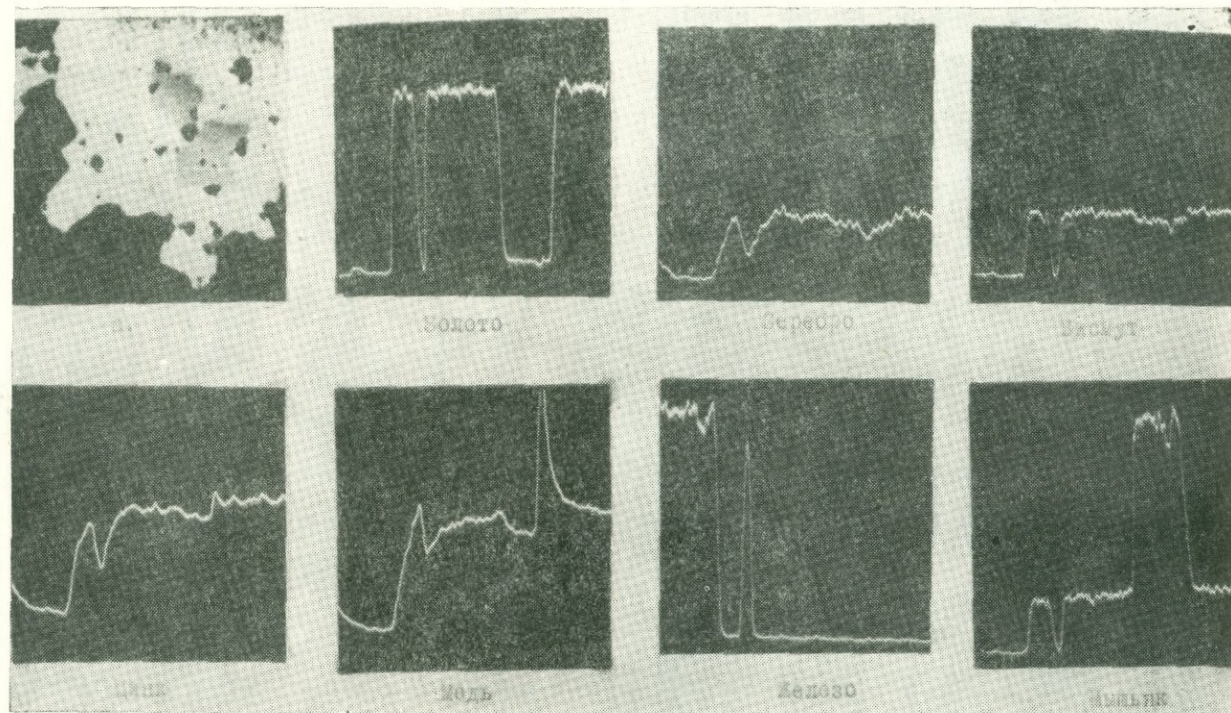


Рис. 65. Участок полированного шлифа с линией сканирования с распределением золота, серебра, висмута, цинка, меди, железа, мышьяка: а—самородное золото (белое) с микровключениями теннантита (серое) во вторичных электродах, увел. 300

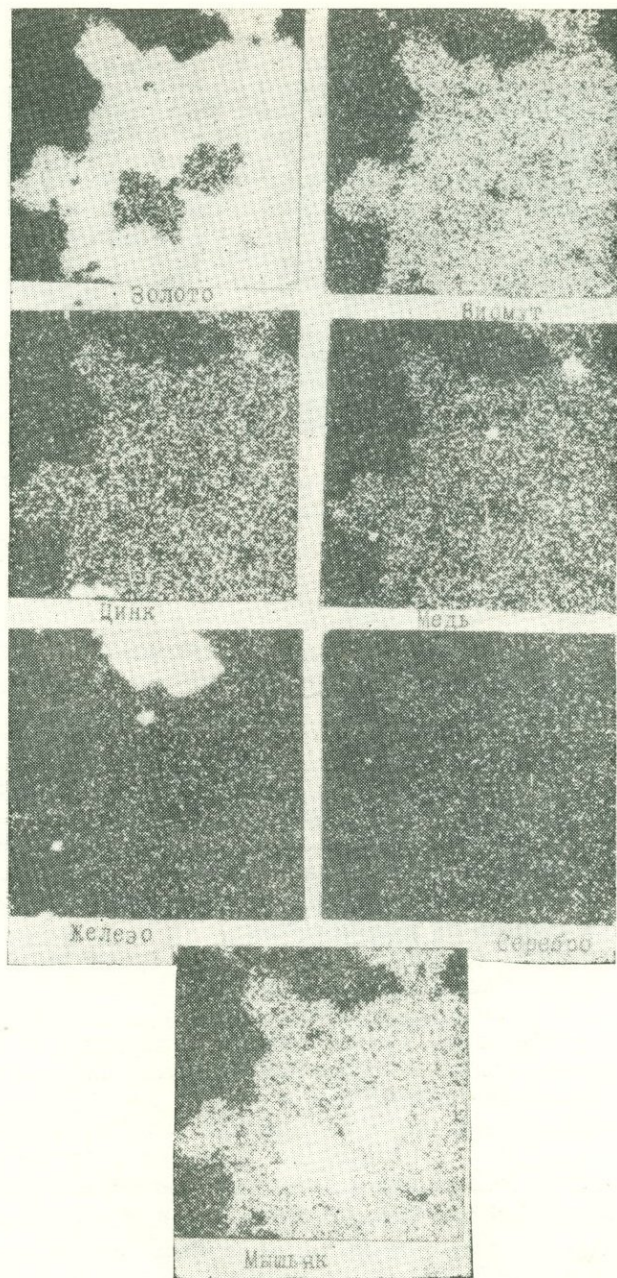


Рис. 66. Характер площадного распределения золота, висмута, цинка, меди, железа, серебра и мышьяка в самородном золоте в микровключениях теннантита, пирита, кварца и других минералов. Растровые изображения в рентгеновских лучах, увел. 300

Таблица 19

Результаты лазерного микроспектрального анализа самородного золота

№ изученных точек	Содержание элементов					
	Ag	Au	Cu	Pb	Fe	Te
1	173	81	40	—	111	48
2	171	131	132	37	99	47
3	119	116	66	—	54	12
4	156	96	70	225	89	41
5	79	30	20	41	63	21
6	84	65	63	17	90	17
7	83	90	48	(16)	64	12

Примечание. Результаты приведены в условных единицах—почернениях спектральных линий*. С целью повышения точности анализа для Ag, Au, Pb и Te представлены средние почернения по 2–3 спектральным линиям: Ag—2437, 8Å; 2447, 9Å и 2473, 8Å, Au—2913, 5Å; 3029, 2Å, Pb—3639, 6Å и 3683, 5Å; 2383, 2Å и 2355, 9Å, Cu—оценен по линии 3247 5Å, а Fe—по линии 2599, 4Å

ное золото отличается также большой неоднородностью состава и физико-механических свойств. В отношении типоморфизма определенное значение имеет также размер и форма зерен: от ранних к поздним ассоциациям увеличивается размер зерен, уменьшается степень их идиоморфизма.

Самородное серебро. Имеет сравнительно небольшое распространение, в основном развито в рудах полиметаллических месторождений и, в особенности, в тесной ассоциации с галенитом (Гюмушхана, Газма). Редкие микроскопические выделения встречаются также в рудах Cu—Mo, Au—Te-полиметаллических, Au—Sb-полиметаллических и других месторождений.

В своей основной массе самородное серебро приурочивается к наиболее поздним, сравнительно низкотемпературным ассоциациям минералов, сложенным галенитом, борнитом, халькозином, халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой, сульфовисмутитами,

* Такое представление результатов, не отражая концентрацию элементов в процентах, позволяет рассматривать относительные изменения в их содержаниях.

ция гипергенного самородного золота существенно отличается от таковой гипогенного. Она относится к конвергенции второго порядка и проявляется в сравнительно узких и низких диапазонах температур и давлений.

Самородное золото обладает определенными типоморфными свойствами. Наиболее важное значение имеет состав (проба) золота. От высокотемпературных парагенетических ассоциаций к низкотемпературным она падает, что обусловлено возрастанием относительной концентрации Ag и других элементов в завершающих рудообразовательный процесс рудоносных растворах. Низкотемператур-



Рис. 67. Гипергенное самородное золото в ассоциации с лимонитом, образующееся за счет халькопирита и теннантита, полир. шлиф, $\times 360$, иммерсия

сульфоарсенитами Pb, Cu, сульфоантимонитами, теллуридами. Характерна ассоциация самородного серебра с электрумом (Арчасар). В. О. Пароникяном (1962) отмечены факты постепенного перехода этих двух минералов. Края электрума иногда представляют собой самородное серебро, по-видимому, с небольшой примесью золота.

Во всех случаях самородное серебро представлено мельчайшими зернами размерами от 0,1—0,2 микрона до нескольких микрон, редко—нескольких десятков микрон. Является более поздним образованием. Очень редко устанавливается вторичное самородное серебро—результат окисления серебристых и серебро-содержащих гипогенных минералов.

Самородный висмут установлен только в рудах Cu—Mo месторождений в виде каплевидных мельчайших (до нескольких микрон) зерен, тесно ассоциирующих с теллуридами, галенитом, сфалеритом, медно-висмутовыми сульфосолями.

Самородный теллур установлен в рудах Cu—Mo месторождений в виде микроскопических, неправильных по форме выделений в ассоциации с теллуридами Pb, Bi, Ag, Au, галенитом, блеклой рудой, самородным золотом.

Самородная медь установлена в зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения ряда Cu—Mo, Au—Sb-полиметаллических и других месторождений плутоногенно-гидротермальной группы. Особый интерес представляет самородная медь из рудных галек Дайлахлинского участка Азатекского рудного поля (рис. 68). В большинстве случаев она представляет собой



Рис. 68. Самородная медь в ассоциации с халькозином. Из рудных галек Азатекского месторождения, уч. Дайлаху, полир шлиф, $\times 360$

вторичное образование—результат окисления медных минералов.

Самородное железо является весьма редким минералом для руд рассматриваемых месторождений. Установлено только в рудах северо-восточного участка Азатекского рудного поля в ассоциации с пиритом, пирротинном, халькопиритом. Здесь самородное железо образует микроскопические зерна в полях пирита и является результатом гипогенного замещения пирротина в пирит.

Самородная сера является единственным минералом из группы самородных элементов, выступающим в роли основного рудообразующего минерала (месторождения самородной серы с убогосульфидной минерализацией). В пределах рудопроявлений кратеров вулканов Арагац и Араилер самородная сера образует гнезда и вкрапленность в ассоциации с пиритом, редко с реальгаром, аурипигментом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и очень редко с самородным золотом. Иногда самородная сера образует крупные кристаллы размером до 3—5 см. В ее составе химическим и спектральным анализами установлены небольшие концентрации Se, Te.

Самородная сера встречается также в зонах цементации и вторичного сульфидного обогащения богатых сульфидами месторождений. Прекрасные кристаллы ее установлены автором в рудах Сарнахпюрского участка Анкаванского Cu—Mo месторождения. Образование их, по-видимому, является результатом воздействия очень кислых растворов, просачивающихся из верхних горизонтов зон окисления на сульфидные руды.

2. Теллуриды

Детальные микроскопические исследования, проведенные автором, позволили во многих месторождениях зоны выявить и детально изучить целый ряд теллуридов Pb, Bi, Au, Ag, Hg. Они, как правило, образуют устойчивые парагенетические ассоциации в рудах главным образом поздних и конечных стадий минерализации.

Гессит— Ag_2Te относится к числу наиболее часто встречающихся теллуридов, установлен в рудах Cu—Mo, Au—Te-полиметаллических, Au-сульфидных, скарновых железорудных, а также Au—Sb-полиметаллических месторождений (рис. 69).

Наибольшие скопления гессита установлены автором и Ш. О. Амиряном в рудах Меградзорского месторождения (Карапетян, Амирян, 1964) в ассоциации с самородным золотом, петцитом, алтанитом, сивланитом, калаверитом. Обычны зернистые агрегаты неправильной формы. В рудах Анкаванского месторождения образует удлиненные, изометрические выделения в полях энаргита, теннанита, халькопирита. Очень тесны сростания с сивланитом, теллуrowисмутитом, петцитом. Нередко гессит образуется в результате параморфного превращения петцита, при котором образуются червеобразные, беспорядочно расположенные вростания самородного золота.

Рентгеновские (табл. 20) и микрорентгеноспектральные (микронзондовые) исследования подтвердили принадлежность минерала к гесситу.

Т а б л и ц а 20

Межплоскостные расстояния гессита
из месторождения Меградзор

1	d	α/n	1	d	α/n	1	d	α/n	1	d	α/n	1	d	α/n	1	d	α/n
2	3,34	9	2,85	6	2,32	8	1,896	3	1,444	3	0,998	5	0,894				
2	(3,14)	8	2,73	6	2,125	6	1,683	3	1,312	7	0,985	3	0,867				
10	2,97	3	(2,45)	4	2,022	4	1,539	1	(1,197)	6	0,935	2	0,826				

Анализ выполнен в ИГЕМ АН СССР, аналитик А. С. Анисимова. Условия съемки: Cu_x —излучение; $2R=57,3$; шарик; $T=12^\circ\text{C}$

Петцит— Ag_3AuTe_2 или $(\text{Ag}, \text{Au})_2\text{Te}$ является первым теллуридом, установленным в рудах Малого Кавказа (Кафан). Позже он был установлен в рудах Cu—Mo, Au—Te-полиметаллических, Au-полиметаллических и скарновых железорудных месторождений (рис. 69).

Наибольшие скопления петцита установлены автором и Ш. О. Амиряном в рудах Меградзорского месторождения в тесных срост-

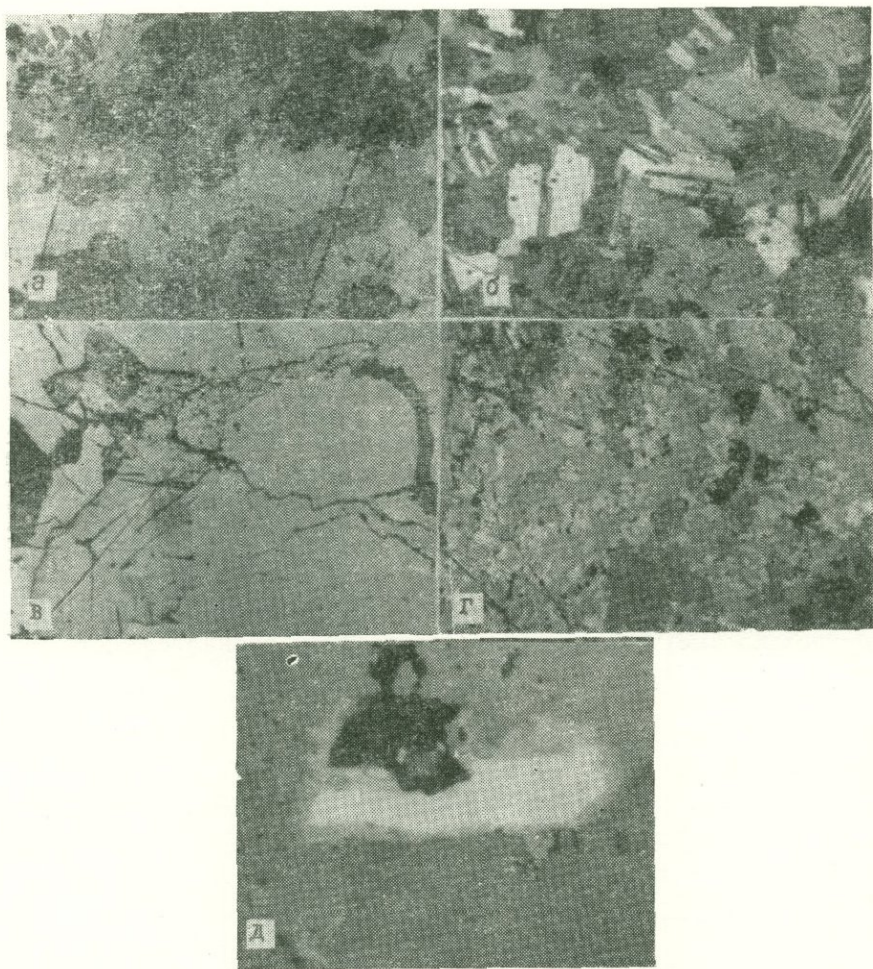


Рис. 69. Микрофото рудных минералов: а—алтаит (белый), сильванит (двойники), калаверит (Cal), гессит (Hes) в ассоциации со сфалеритом, полир. шлиф, $\times 320$, Меградзор (ассоциация впервые установлена автором и Ш. О. Амиряном); б—полисинтетические двойники сильванита в ассоциации с другими теллуридами, полир. шлиф. $\times 320$, Меградзор; в—тетрадимит, теллуrowисмутит, алтаит и петцит в полях пирита. Справа прожилок сфалеритового состава, полир. шлиф, $\times 250$, Гамзачиман; г—калаверит (Cal) и гессит (Hes) в полях галенита (Ga), $\times 250$, полир. шлиф, Гамзачиман; д—теллуrowисмутит и гессит в полях энаргита, полир. шлиф, $\times 540$, иммерсия, Анкаван (ассоциация установлена автором).

таниях с гесситом, в ассоциации с алтаитом, сильванитом, самородным золотом. В рудах Анкаванского и Разданского месторождения он вместе с гесситом образует каемки вокруг пластинчатых выделений теллуrowисмутита.

Принадлежность минерала к петциту подтверждается рентгеноструктурными (табл. 21) и микрорентгеноспектральными исследованиями.

Таблица 21

Межплоскостные расстояния петцита
из Меградзорского месторождения

l	d α/n	l	d α/n	l	d α/n	l	d α/n	l	d α/n
2	2,97	7	8,283	4	1,410	4	1,120	6	0,988
9	2,78	2	1,684	8	1,387	2	1,110	2	0,961
3	2,54	1	1,634	10	1,318	5	1,094	5	0,919
6	2,44	4	1,563	4	1,300	6	1,072	3	0,889
7	2,33	7	1,532	5	1,276	3	1,048	4	0,885
10	2,115	5	1,493	6	1,208	1	1,028	3	0,873
7	2,036	6	1,459	5	1,176				
8	1,890	4	1,448	8	1,130	2	1,010	2	0,858

Анализ выполнен в ИГЕМ АН СССР, аналитик А. С. Анисимова. Условия съемки: Cu-Ni—излучение; камера РКД-57,3; 2R=0,5 мм; h=27 ч; Шарик.

Сильванит—(Au, Ag)Te₄ установлен в рудах Cu—Mo, Au—Te-полиметаллических, Au-полиметаллических месторождений.

Почти всегда минерал тесно ассоциирует с самородным золотом, гесситом, калаверитом или креннеритом. Вся эта ассоциация нередко развивается в полях галенита, сфалерита, блеклых руд, нередко заполняет микротрещинки в пирите. Обычно сильванит представлен тонкозернистыми агрегатами, реже идиоморфными зернами с очень характерными полисинтетическими двойниками. Почти всегда образует структуры замещения с сульфидами и сульфосолями. Рентгенограмма сильванита с примесями других теллуридов приведена в табл. 22.

Креннерит—(Au, Ag)Te₂ или AuTe₂ установлен в Cu—Mo, Au—Te-полиметаллических и других месторождениях (рис. 69). Во всех случаях он встречается в низкотемпературной Au—Ag—Te ассоциации в составе полиметаллических, Au—Te-полиметаллических, Cu—As руд. В рудах Меградзорского месторождения креннерит установлен автором в ассоциации с пиритом, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой, висмутином, в сростаниях с гесситом, петцитом, нагиагитом, сильванитом, теллуrowисмутитом, алтаитом, колорадоитом, самородным золотом.

Таблица 22

Межплоскостные расстояния сильванита из Меградорского месторождения

I	d α/n	I	d α/n	I	d α/n	I	d α/n	I	d α/n
1	3,79	6	2,231	3	(1,673)	3	1,345	3 III	1,091
1	(3,34)	6	2,137	1	1,540	4	1,3222	1	1,134
2	3,13	4	2,098	5	1,520	2III	1,270	3 III	1,084
10	3,02	3	2,067	1	1,492	3	1,243	2 III	1,053
5	2,97	5	(1,970)	1	(9,462)	3	1,225		
4	(2,46)	3	1,845	1	1,416	2	1,213		
5	(2,37)	5	1,787	2	1,408	3	1,194		
3	2,278	3	1,718	3	1,370	1	1,141		

Анализ выполнен в ИГН АН Арм. ССР, аналитик Э. Х. Хуршудян, автор Ш. О. Амирян, (1972). Условия съемки: Fe α₂; h=25,5 ч; камера 2R=57,3; 2г=0,5 мм.

Креннерит образует тонкозернистые агрегаты в промежутках зерен галенита, блеклых руд или совместно с другими теллуридами развивается по трещинам и зонам роста пирита. Интересны тонкие червеобразные выделения теллурида золота вросшие в гессит, аналогично самородному золоту в гессите.

Исключительно тонкие сростания креннерита с другими минералами не позволяют получить совершенно чистый материал для анализа. В табл. 23 приведены межплоскостные расстояния креннерита с тесными сростаниями других теллуридов.

Таблица 23

Межплоскостные расстояния креннерита с примесью сильванита из Меградорского золоторудного месторождения

1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n
1	4,00	4	2,05	1	1,568	6	1,316	1	1,052	2	0,872
5	3,07	4	1,97	7	1,525	4	1,209	3	1,019	1	0,850
10 III	2,96	1	1,84	5	1,471	4	1,234	1	0,990	1	0,836
4	2,22	5	1,77	2	1,432	6	1,206	1	0,960	2	0,823
7	2,16	6	1,692	2	1,404	1	1,167	2	0,940	1	0,814
10 III	1,11	1	1,642	6	1,350	1	1,087	3	0,896	2	0,806

Условия съемки: изл. Cu—Ni; ЛН-23 ч.; камера 2R=57,3 мм; 2г=0,5 мм, аналитик Э. Х. Хуршудян, Шарик.

К а л а в е р и т—AuTe₂ установлен в рудах Cu—Mo, Au—Те-полиметаллических, Au-полиметаллических месторождений (рис. 69, 70) в ассоциации с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, висмутином, алтаитом, самородным золотом, гесситом, сильванитом, петцитом, теллуrowисмутитом, которые образуют тесные сростания и структуры замещения с га-

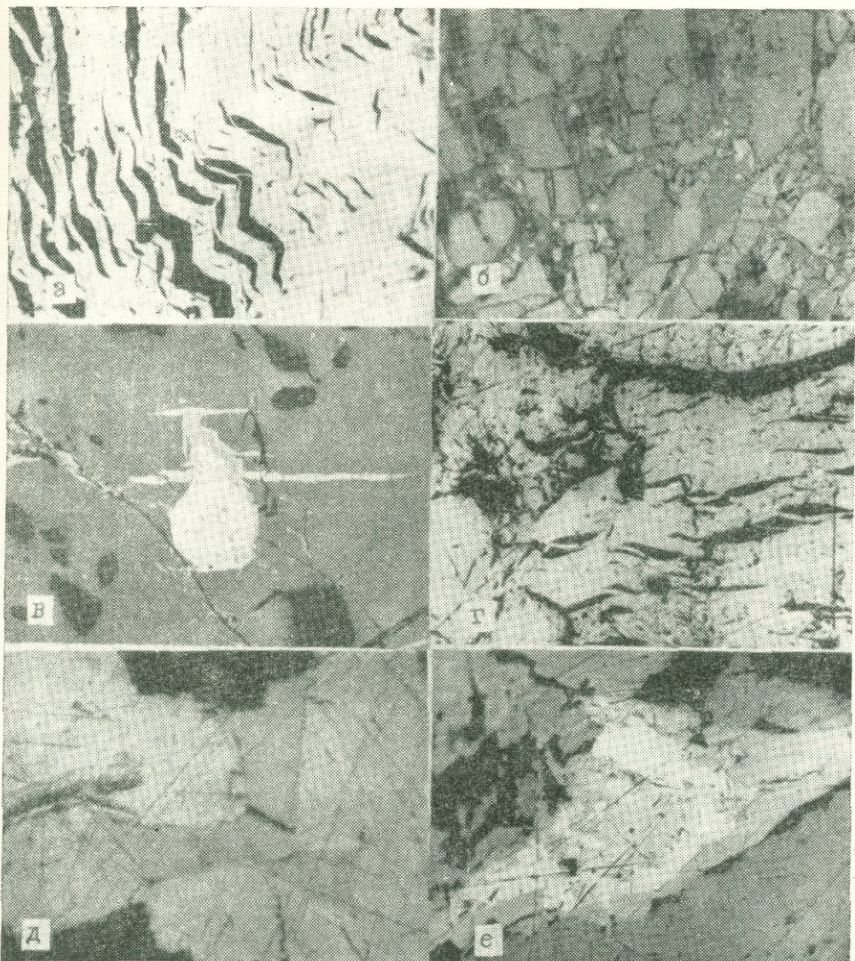


Рис. 70. Микрофото рудных минералов: а—тетрадимит из участка Эмирюрт, полир. шлиф, $\times 100$; б—теллуrowисмутит (Tv), гессит (Hes) и петцит (Pet) в полях энаргита и борнита, полир. шлиф, $\times 250$, Анкаван (ассоциация впервые установлена автором); г—тетрадимит из кварцевых жил участка Сарнахпюр, полир. шлиф, $\times 80$; д—жозент (?) образует крестообразные срастания в тетрадимите, полир. шлиф, $\times 360$, Сарнахпюр (ассоциация впервые установлена автором); е—калаверит в ассоциации с петцит-гесситовой массой цементирует пирит и марказит, полир. шлиф, $\times 360$, Сарнахпюр (ассоциация впервые установлена автором)

ленитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, энаргитом, теннантитом. Принадлежность минерала к калавериту подтверждена рентгенометрическим анализом (табл. 24).

Таблица 24

Межплоскостные расстояния калаверита
из Меградзорского и Амзачиманского месторождений

Меградзор					Амзачиман				
l	d α/n	l	d α/n	l	d α/n	l	d α/n	l	d α/n
5	3,30	6	1,515	9	3,03	6	1,466	5	1,003
10	2,98	4	1,471	10	2,87	7	1,348	6	0,986
5—6	2,90	2	1,404	9	2,05	9	1,315	5	0,937
4	2,32	3	1,353	8	1,881	3	1,232	4	0,912
4	2,21	2	1,330	8	1,762	6	1,202	4	0,893
8—9	2,09	3	1,314	6	1,692	5	1,136	3	0,854
3	2,056	3	1,268	7	1,610	4	1,100	5	0,830
3—4	1,963	3	1,233	3	1,541	2	1,046	5	0,823
4	1,905	4 III	1,216						
4	1,686	5	1,200						

Рентгенограммы выполнены в лаборатории ИГН АН Арм. ССР, аналитик Э. Х.

Хуршудян, автор Ш. О. Амирян (1972). Условия съемки: Fe α_2 —излучение; камера РКД—57,3; резиновый шарик; h —14ч.

Нагиагит— $Pb_5Au(Te, Sb)_4S_5$ встречен в виде небольших зерен в тесных сростаниях с теллуrowисмутитом, тетрадимитом, самородным золотом и другими теллуридами в полях блеклой руды, галенита в рудах Au—Te-полиметаллических месторождений. Структурные взаимоотношения минералов свидетельствуют о том, что нагиагит выделялся после сульфидов, но раньше самородного золота, калаверита, гессита. Нередко образует пластинчатые, часто изогнутые выделения с прямоугольными очертаниями, реже встречаются зернистые агрегаты.

Тетрадимит— Bi_2Te_2S или $2Bi_2Te_2Bi_2S_3$ относится к числу сравнительно широко распространенных теллуридов. Встречен в рудах Cu—Mo и Au—Te-полиметаллических месторождений (рис. 69, 70). Для минерала наиболее характерна ассоциация с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, теннантитом (полиметаллическая стадия) или с энаргитом, люционитом, борнитом, халькозином, халькопиритом. В пределах Сарнахпурского и Эмирюртского проявлений тетрадимит обычно представлен в виде гнездообразных скоплений в кварце. Размер отдельных тетрадимитовых гнезд 0,3—0,5 см, в Cu—As рудах образует микроскопические выделения в виде пластинок в ассоциации с теллуrowисмутитом, гесситом, петцитом, сильванитом, нагиагитом. Характерны структуры замещения с энаргитом, халькопиритом.

Таблица 25

Дисперсия отражательной способности тетрадимита
из Анкаванского месторождения

λ в ммкн	403	443	465	493	525	540	557	590	602	617	642	650
R в %	44,0	44,1	46,2	48,8	52,7	54,9	53,1	52,0	52,1	52,3	52,9	53

том, теннантитом. Результаты измерения R (табл. 25), дисперсии двуотражения позволяют сделать заключение об отчетливо проявленном зеленоватом оттенке и отчетливой анизотропии с цветными эффектами. Результаты химического и спектрального анализов почти мономинерального тетрадимита приведены в табл. 26.

Таблица 26

Результаты химического и спектрального анализов тетрадимита

Элемент	Bi	Te	S	Se	Cu	Pb	Zn	As	Sb
Содержание в %	59,81	35,1	4,2	0,44	0,013	0,5	0,25	0,005	0,05

Тетрадимит был подвергнут рентгенометрическому анализу. Сопоставление межплоскостных расстояний исследуемого образца с тетрадимитом (эталон) показало их полную идентичность.

Теллуrowисмутит— Bi_2Te_3 установлен в рудах Cu—Mo, полиметаллических, Au—Sb-полиметаллических, Au—Te-полиметаллических месторождений в виде микроскопических выделений, обычно не превышающих нескольких десятков микрон. Характерна ассоциация теллуrowисмутита с тетрадимитом, алтаитом, гесситом, петцитом, калаверитом, жозентом, самородным золотом, которые образуют тесные сростания в полях галенита, сфалерита, блеклой руды, халькопирита, пирита (полиметаллическая стадия), энаргита, борнита, халькозина и других минералов (медно-мышьяковая стадия).

Часто образует удлиненные пластинчатые выделения, почти всегда окаймленные узкой каемкой гессита или петцита, иногда и тем и другим. Характерны тесные сростания с тетрадимитом, от которого отличается более высокой R и отсутствием зеленоватого оттенка. Результаты изменений R (табл. 27, рис. 71) показывают, что в фиолетово-синей части спектра (443—465 ммкн) разница R теллуrowисмутита и тетрадимита составляет около 4—5%, в интервале от 499 до 557 ммкн R этих минералов постепенно сближаются и в зеленой части спектра (557 ммкн) почти

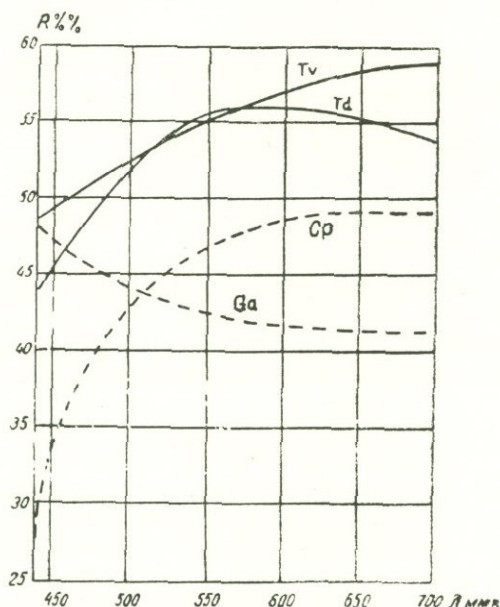


Рис. 71. Кривые дисперсии R (в воздухе) тетрадимита (Td), теллуrowисмутита (Tv), галенита (Ga) и халькопирита (Cr)

Таблица 27

Дисперсия отражательной способности теллуrowисмутита из Анкаванского месторождения

λ в ммкн	403	443	465	483	493	525	540	557	590	602	617	642	650
R в %	48,9	49,7	51,3	52,0	52,4	52,0	54,7	55,0	55,6	56,3	57,2	57,9	58,2

не отличаются друг от друга. Далее в желто-красной части спектра разница между ними постепенно возрастает в результате снижения R тетрадимита и повышения теллуrowисмутита.

Результаты химического и спектрального анализов теллуrowисмутита (табл. 28) из Анкаванского месторождения и Калерского рудопроявления показывают, что в них кроме главных составляющих частей принимает участие ряд элементов-примесей (Mo, Cu, Zn, Au, Sb, Pb, As, Ag), которые, по-видимому, связаны с механическими включениями других минералов, тесные сростания и чрезвычайно мелкие размеры которых не позволяют полностью избавиться от них при отборе.

Химический анализ теллурувисмута
из Анкаванского (1) и Калерского (2) месторождений

Месторождение	Содержание в %							Автор
	Bi	Te	Se	Ag	Pb	Sb	As	
1	51,30	47,0	0,35	—	—	—	—	А. И. Карапетян
2	51,27	46,40	0,54	0,3	0,065	0,065	0,065	Б. М. Меликсетян и др.

Жозеит «В» (?)— Bi_3Te установлен автором в рудах Сарнахпюрского золото-теллур-полиметаллического проявления в полях тетрадимита, в ассоциации с галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, пиритом. Обычно образует таблитчатые, иногда крестообразные выделения среди тетрадимита (рис. 70).

Колорадоит— HgTe —установлен в рудах Au—Te -полиметаллической формации в ассоциации с гесситом, петцитом, силъванитом, алтаитом, калаверитом, самородным золотом в рудах полиметаллической и, в особенности, Au—Te стадий минерализации. Обычно представлен микроскопическими выделениями, которые находятся в тесных сростаниях с перечисленными и другими теллуридами, сульфидами. Это обстоятельство не позволяет получить мономинеральные фракции для химического и спектрального анализов. Принадлежность минерала к колорадоиту подтверждена микро-

Таблица 29

Химический состав алтаита из Меградрозского и Кафанского месторождений

Элемент	Меградроз		Кафан	
	1	2	3	4
Pb	61,0	61,20	60,40	60,0
Te	36,2	35,80	29,50	32,75
Se	0,05	0,051	0,25	0,30
Ag	1,00	1,10	—	—
As	0,10	0,15	—	—
Sb	0,10	0,10	—	—
Cu	0,15	0,20	0,35	0,15
Zn	—	0,10	3,10	2,61
Fe	—	0,15	0,20	0,16
Bi	0,10	—	—	—
Au	0,95	—	—	—
H. o.	0,80	1,10	—	3,53
Σ	100,45	100,41	100,20	99,50

Примечания: 1—по Ш. О. Амиряну (аналитик К. Погосян); 2,3—по А. И. Карапетяну (аналитик Т. Т. Авакян); 4—по Р. Н. Зарьяну (аналитик Т. Т. Авакян).

рентгеноспектральным и рентгеноструктурным анализами.

Алтаит— PbTe относится к числу сравнительно широко распространенных теллуридов, установлен и описан в рудах Cu—Mo , Au—Sb —полиметаллических, Au—Te —полиметаллических, Au —полиметаллических месторождений.

Алтаит в большинстве случаев встречается в продуктах полиметаллических стадий минерализации. Характерна ассоциация с галенитом, сфа-

леритом, теллуридами Au, Ag, Bi, Hg, самородным золотом, халькопиритом. Обычно развивается по трещинкам дробления пирита, кварца и других минералов более ранних стадий минерализации. Химическим и спектральным анализами в составе алтаита установлены повышенные концентрации ряда

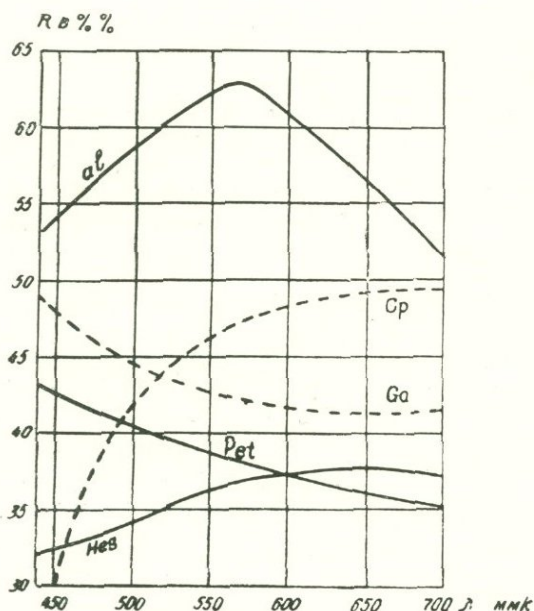


Рис. 72. Кривые дисперсии R алтаита (R^1), гессита (Hes), петцита (Pet) по сравнению с эталонами—галенитом (Ga) и халькопиритом (Cr)

элементов (табл. 29), большинство из которых связано с механическими включениями собственных минералов, а некоторые, в особенности Se, входят в состав алтаита, который так же, как и другие теллуриды (тетрадимит, теллуrowисмутит и т. д.), характеризуется большими концентрациями Se, чем сульфидные минералы.

Межплоскостные расстояния алтаита приведены в табл. 30, кривые дисперсии R в сравнении с гесситом, петцитом, галенитом и халькопиритом показаны на рис. 72.

Межплоскостные расстояния алтанта из различных
месторождений зоны

Амзачиман				Меградзор				Каджаран			
1	d a/n	1	d a/n	1	d a/n	1	d a/n	1	d a/n	1	d a/n
3	3,54	6	1,617	5	3,51	6	1,585	1	3,76	9	1,445
9	3,216	3	1,992	9	3,11	2	1,477	1	3,42	9	1,316
4	2,516	10	1,445	1	2,91	10	1,437	10	3,23	1	1,206
10	2,283	9	1,320	6	2,49	9	1,314	2	2,97	7	1,141
1	2,134	2	1,189	10	2,27	1	1,255	9	2,288	8	1,077
2	2,049	5	1,143	3	2,04	2	1,183	3	2,204	7	1,022
3	1,938	2	1,128	2	1,93	5	1,140	3	1,948	2	0,922
8	1,858	9	1,076	9	1,851	4	1,122	8	1,856	1	0,932
1	1,780	7	1,022	3	1,773	1	1,090	2	1,786	2	0,896
				1	1,703	9	1,070	2	1,710	2	0,863
				7	1,607	8	1,020	8	1,614	1	0,808
								2	1,491		

Примечания. Первые два анализа (Амзачиман и Меградзор) выполнены в ИГН, аналитик Э. Х. Хуршудян, автор Ш. О. Амирян. Условия съемки: Fe α —излучение; камера РКД—57,3; 2 ч.—0,5 мм, h.—3,5 ч. Третий анализ (Каджаран) выполнен в лаборатории ВИМСа, аналитик Г. А. Сидоренко, автор Р. Н. Зарьян. Условия съемки: Fe α —излучение; камера РКД—57,3; резиновый шарик; h=8 ч.

3. Простые сульфиды и сульфосоли

Эта группа объединяет преобладающее большинство рудных минералов плутогенных и вулканогенных рудных месторождений Памбак-Зангезурской зоны. Особую роль играют рудообразующие минералы—молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирит. Широко и разнообразно проявлена подгруппа сульфосолей, среди которых важное значение имеют минералы редких и благородных элементов.

Халькозин, неодигенит установлены в рудах Cu—Mo, серноколчеданных, золоторудных месторождений в ассоциации с борнитом, халькопиритом, теннантитом, реже энаргитом, ковеллином. Очень интересна ассоциация халькозина с германитом, реньеритом, виттихенитом, эмплектитом, самородным золотом и серебром (Анкаван, Дастакерт, Варденис, Аравус и др.). Значительные скопления халькозина связаны с борнитовыми рудами Каджаранского и Джиндаринского месторождений.

В различных месторождениях и парагенетических ассоциациях халькозин проявляет отчетливо выраженные индивидуальные особенности, касающиеся прежде всего цвета в отраженном

свете (белый, розово-серый, синий), R (22%, 25%, 30%), поведения в скрещенных николях (изотропный, слабо анизотропный, сильно анизотропный) и, наконец, структурных особенностей или внутренних строений зерен—пластинчатый, зернистый и т. д., которые по существу представляют собой ромбический, гексагональный и кубический халькозин; образование каждой из этих модификаций происходит в значительно отличающихся друг от друга условиях (t , концентрация S и других элементов). Обычно под названием халькозина описываются значительно отличающиеся по составу минералы или их твердые растворы, индивидуализация которых требует специальных исследований.

Акантит, аргентит. Дисульфид Ag под названием «аргентит» описан в рудах Cu—Mo, Au—Te-полиметаллических, Re—Mo месторождений. При изучении этого минерала нами было установлено, что под микроскопом он почти постоянно проявляет ясно выраженную анизотропию, что позволило считать его акантитом—моноклинной модификацией Ag_2S (Карапетян, 1961). Это вполне согласуется с результатами исследования (Roy R. и др., 1959), согласно которым в природе нигде не встречается аргентит, ибо при температурах ниже 179° кубический Ag_2S параморфно превращается в моноклинный.

Акантит в рудах зоны образует микроскопические выделения главным образом в полях галенита, блеклой руды, реже халькопирита и других минералов.

Штрoмeйepит— $CuAsS$, ялпaнт— Ag_3CuS_2 . Впервые в рудах Армянской ССР штрoмeйepит был обнаружен автором (Карапетян, 1961). Часто минерал находится в парагенезисе с миаргиритом, матильдитом, козалитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. Позже микроскопические выделения этого минерала в сростаниях с минералом, напоминающим ялпант, были установлены в богатых серебром полиметаллических рудах Азатекского месторождения.

Бopнит— Cu_5FeS_4 , «opaнжeвый бopнит», идaнт— Cu_6FeS_6 . Наиболее значительные концентрации борнита установлены в рудах Cu—Mo месторождений в небольшом количестве—Au—Sb-полиметаллических, Au—Te-полиметаллических месторождений. Во всех случаях образование борнита происходит в средних стадиях минерализации, в связи с привнесом богатых Cu гидротермальных растворов. Характерна ассоциация его с халькопиритом, халькозином, теннантитом, энаргитом, пиритом. В его полях установлены микроскопические включения германита, реньерита, виттихенита, эмплектита, висмутина, самородного золота и других минералов. В различных группах месторождений и даже в различных месторождениях одной и той же группы набор ассоциирующих с борнитом минералов существенно

различный, в зависимости от которого содержания элементов-примесей в нем разные (табл. 31). Но эти различия обусловлены также составом самого борнита, который, как показывают микроскопические исследования, характеризуется значительно отличающимися оптическими свойствами. Последнее обстоятельство согласно микроскопическим и рентгенометрическим исследованиям (Krause а. о., 1977) обусловлено тем, что природные борниты содержат дополнительно Cu_4FeS_2 и Cu_2S в виде нераспавшихся высокотемпературных твердых растворов (Рамдор, 1962). Подтверждением этого является часто наблюдаемый распад твердых растворов халькопирита, халькозина, иногда и ковеллина в борните.

Таблица 31

Содержание некоторых элементов-примесей в борните
из различных месторождений зоны и прилегающих
частей Армянской ССР

Месторождение	Содержание в г/т							
	Se	Te	Bi	Ag	Au	Ge	Ga	Pd
Каджаран	240	75	—	—	—	—	—	—
Дастакерт	140	90	—	216	20	4,1	—	0,15
Анкаван	—	300	—	300	100	20	65	—
Джиндара	470	—	—	—	—	2,2	—	—
Азатек	45	50	1600	500	—	—	—	—
Кафан	136	95	—	—	—	3,10	—	—
Ахтала	150	60	—	3000	100	300	30	—

Определенный интерес представляет примесь Ge в борните в связи с отнесением его к оранжевому борниту и иданту. По своим оптическим свойствам (рис. 73, 74) идант идентичен оранжеборниту, который А. Д. Каленов и др. (1963) предлагают называть германийсодержащим борнитом. В пределах рассматриваемой зоны оранжево-коричневый борнит в свежеотполированных шлифах встречен в рудах многих месторождений, но ни в одном из них не обладал хотя бы отчетливо заметной анизотропией, поэтому кажется, что сильно анизотропный, богатый Ge оранжево-коричневый минерал правильнее называть не оранжеборнитом, а германийсодержащим идантом, в котором так же, как и в борните, часть катионов двухвалентного железа замещена германием.

Сфалерит является одним из главнейших рудообразующих минералов полиметаллических, Au-полиметаллических, Au—Te-полиметаллических месторождений, в рудах других месторождений (Cu—Mo, серноколчеданных) присутствует в качестве глав-

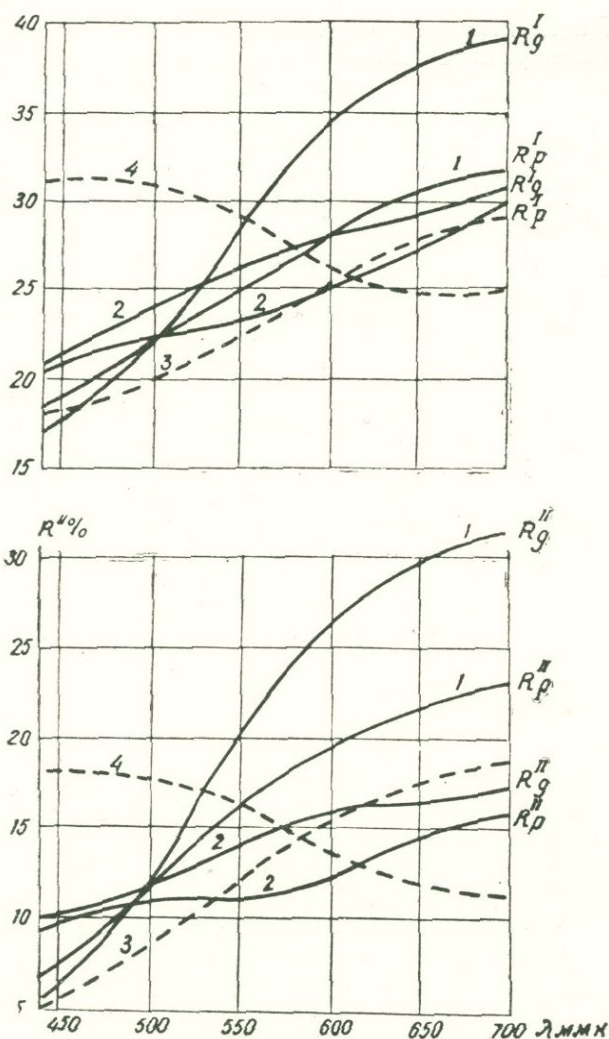


Рис. 73. Дисперсия R (в %) в воздухе (R^I) и в иммерсии (R^II) идаита (1) и лючтонита (2) в сравнении с эталонами—борнитом (3) и теннантитом (4) (график составлен с использованием данных И. С. Волинского и др.)

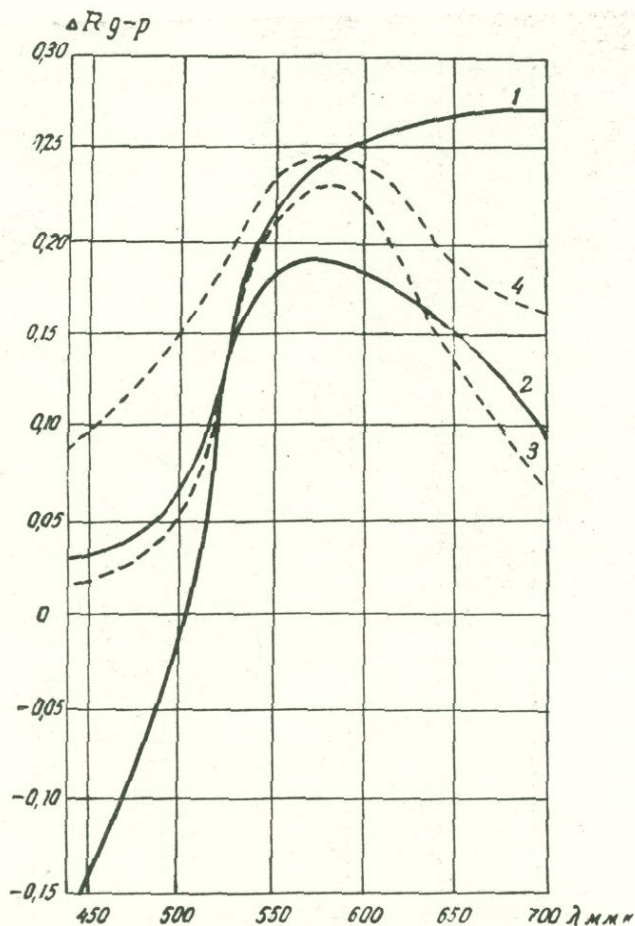


Рис. 74. Дисперсия R_{g-p} в иммерсии идаита (1), фаматинита (2), энаргита (3) и люонита (4) (составлен с использованием данных И. С. Волинского и др.)

ного минерала второстепенных стадий минерализации и, наконец, в рудах третьей группы месторождений выступает в роли второстепенного минерала главных или второстепенных стадий минерализации или парагенетических ассоциаций минералов.

Особенно богаты сфалеритом полиметаллические руды Газминского и Гюмушханского месторождений, затем идут Мерградзорское, Личквас-Тейское, Азатекское месторождения. Параге-

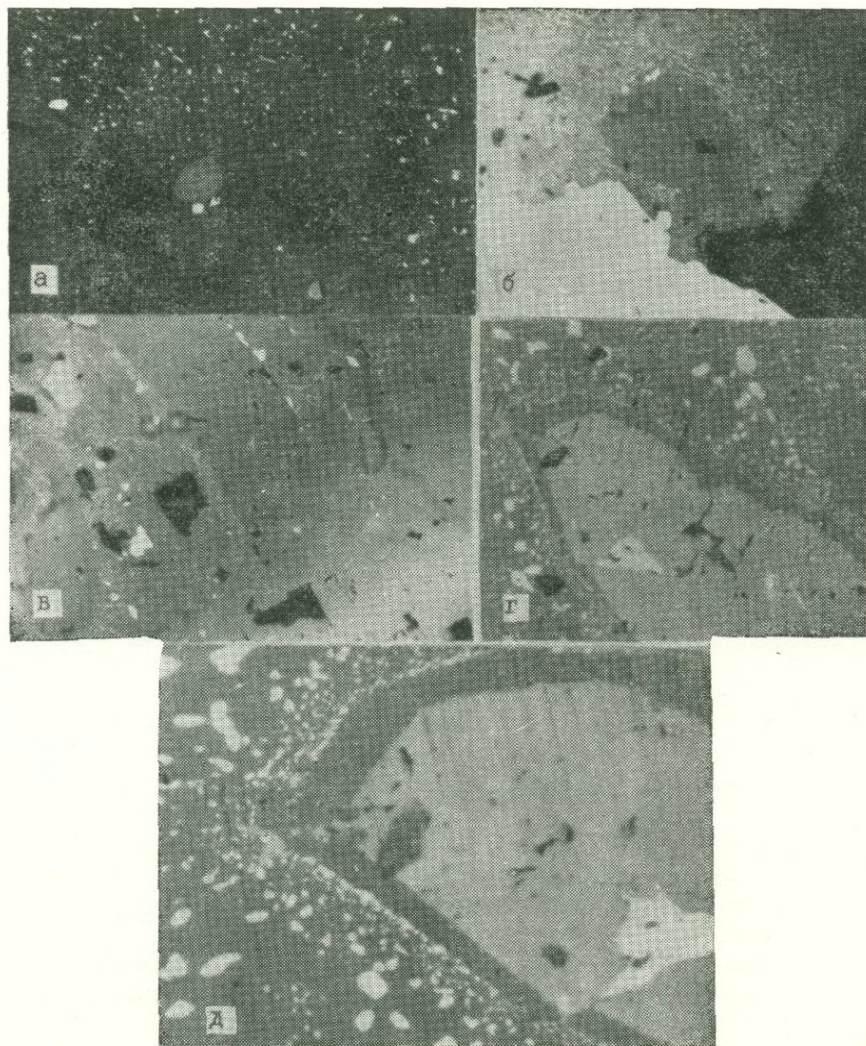


Рис. 75. а—колломорфный сфалерит в кварце с вкрапленностью буланжерита, полир. шлиф, $\times 360$, уч. Цицкар (Азатек); б—ассоциация пирита со сфалеритом с вкрапленностью халькопирита и сульфосолей, полир. шл., $\times 360$, Каялу; в—зональное расположение эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите, $\times 160$, Азатек; г—вокруг зерен халькопирита образуется полоса эмульсионной вкрапленности халькопирита, пирита и блеклой руды. Общее поле—сфалерит, полир. шлиф, $\times 160$, Меградзор; д—то же, что на рис. г, при большом увеличении

незисы сфалерита весьма многочисленны и охватывают много минералов. Из них наиболее тесна ассоциация с халькопиритом, пиритом, галенитом, блеклой рудой. Нередко он встречается в ассоциации с борнитом, халькозином, энаргитом, магнетитом, молибденитом, теллуридами, самородным золотом, антимонитом, многими сульфосолями, реальгаром, аурипигментом, киноварью (рис. 75). В соответствии с этим сфалерит из различных ассоциаций характеризуется различными концентрациями элементов-примесей (табл. 32).

Таблица 32

Содержание некоторых элементов-примесей в сфалерите
из различных месторождений зоны

Место- рождение	Элементы и их содержания в г/т									
	Se	Fe	Pb	Cu	Cd	Bi	Au	Ag	In	Ga
Каджаран	100	370	—	25.5	3700	400	8.75	43	—	55
Дас такерт	26	21	—	1.8	10000	12	—	44	15	—
Анк аван	—	100	—	3	—	30	—	—	30	10
Мегралзор	22	480	—	5	5000	120	80	170	80	60
Газма	не обн.	—	5	5	2450	19	—	5.6	13	10
Гюмушхана	—	—	1	5	2400	10	0.56	71.4	9	6
Азатек	25	9	1	4	3180	25	0.4	15	—10	10
Каялу	—	—	—	—	500	—	55	95	—	—
Чирахлу	8	сл.	25	0.6	2740	—	—	до 10	40	1
Барцраван	20	—	—	—	10000	—	—	—	30	10
Аравус	81	—	—	—	—	—	—	—	91	—

Примечание. Часть анализов заимствована из монографии И. Г. Магакьяна, Г. О. Пиджяна и др. (1972).

Часть этих элементов связана с механическими включениями других минералов, либо образует с ним твердый раствор или входит в его состав в виде изоморфной примеси. Набор элементов, входящих в состав сфалерита в виде изоморфной примеси, весьма постоянен. К числу наиболее характерных примесей относится Fe, концентрация которого иногда достигает нескольких процентов. В зависимости от количества Fe, Cd, Ge, Mn и др. цвет, R, твердость и другие свойства сфалерита разные (мармит, клейофан, пршибрамит).

Железистость является одной из важнейших типоморфных особенностей сфалерита и во многом зависит от условий кристаллизации. Так, в наиболее ранних, сравнительно высокотемпературных парагенезисах или более глубоких горизонтах месторождений сфалерит представлен главным образом темными (богатыми Fe, Mn, Cu, Pb, As, Sb) разностями (табл. 33), тогда как

наиболее низкотемпературные, близповерхностные образования почти лишены Fe и представлены светлоокрашенными разностями. Последние характеризуются более высокими концентрациями Ge, Hg, Cd, Ca, In, Sn.

Таблица 33

Содержание некоторых элементов-примесей в темных (1) и светлых (2) разностях сфалеритов из различных месторождений

Элементы	Азатек		Меградзор	
	1	2	1	2
Fe	0,65	0,65	0,65	2,0
Mn	0,065	0,65	0,03	0,065
Ni	0,0003	0,0006	0,001	0,0001
Co	0,003	0,0015	0,001	0,003
Cu	0,065	6,5	0,2	0,65
Pb	0,01	6,5	0,1	6,5
Sb	0,02	0,2	0,001	0,01
As	1,5	0,001	0,003	не обн.
Se	0,002	0,003	0,001	0,002
Te	0,0015	0,002	0,003	0,020
Ga	0,001	0,0065	0,0015	0,003
Ge	0,0003	0,0005	0,0003	0,0003
In	0,65	1,0	1,0	0,65
Cd	0,2	0,0003	не обн.	0,001
Bi	0,003	0,01	0,001	0,001
Au	0,015	0,065	0,003	0,0065
Ag	0,0065	0,003	0,001	0,0003

Выделение халькопирита происходит в составе многих стадий минерализации (пирит-халькопиритовая, халькопирит-молибденовая, кварц-халькопиритовая, Cu—As, полиметаллическая, Au—Te и т. д.). В рудах ряда месторождений выделение халькопирита связано с несколькими стадиями (до 3—4), при этом наибольшее число их характерно для месторождений, в которых Ge является главнейшим или одним из главных компонентов руд. В таких случаях образование наибольших скоплений минерала происходит в средних стадиях.

Образование халькопирита происходит в основном путем выпадения из растворов, иногда образуется путем взаимодействия медьсодержащих растворов на железосодержащие минералы (пироксены, амфиболы, биотит, пирит и т. д.) или, наоборот, сернистые растворы, воздействуя на минералы Cu, приводят к выпадению халькопирита. Нередко халькопирит образуется в результате распада твердого раствора: пластинки халькопирита в борните, теннантите, эмульсионная вкрапленность в сфалерите. В са-

Очень характерны структуры распада твердого раствора халькопирита в сфалерите, который наиболее часто встречается в сравнительно высокотемпературных и глубинных образованиях.

Халькопирит относится к числу главнейших рудообразующих минералов многих рудных месторождений зоны (Cu—Mo, полиметаллические, Au—полиметаллические, Au—Sb — полиметаллические). Халькопирит играет значительную роль и в рудах As—полиметаллических и других месторождений. Встречается в самых различных парагенетических ассоциациях минералов—от высокотемпературных глубинных до сравнительно низкотемпературных и близповерхностных.



Рис. 76. а—колломорфные образования сложных по составу минералов окружают энаргит и теннантит, на контакте между которыми халькопирит, полир. шлиф, $\times 160$, Анкаван; б—деталь рис. 76а (колломорфные энаргит-теннантитовые образования в рудах Армении установлены впервые)

мом, халькопирите иногда встречаются «звездочки» сфалерита, пластинки кубанита и других минералов.

Очень редко халькопирит образуется в результате коагуляции гелей, при которой он образует микроскопические, ритмично проросшие лучковидные агрегаты с борнитом и минералами промежуточного состава. Микронзондовые исследования подобных образований (рис. 76—78) показали, что чередующиеся слои (зоны) отличаются друг от друга прежде всего содержанием Fe, затем идут Pb, Zn, Cu, Ge, As и др. При этом колломорфные стяжения характеризуются более высокой концентрацией элементов-примесей, чем зернистые агрегаты. Эта закономерность нами ранее была установлена на примере изучения Ge в колломорфных и зернистых образованиях халькопирита (Карапетян, 1964).

Халькопирит из различных ассоциаций минералов характеризуется различным составом. Содержания элементов-примесей в нем из различных формаций руд связаны главным образом с механическими примесями, другая часть входит в состав самого халькопирита. Установлена зависимость содержаний Se, Te, Bi и других элементов-примесей от температурных условий его образования.

Теннантит, тетраэдрит относятся к числу распространенных минералов, но нигде не образуют больших скоплений. Очень часто они встречаются совместно, хотя в количественном отношении они значительно уступают друг другу. В одних случаях (Au-полиметаллические, Au—Te-полиметаллические, Cu—Mo и другие месторождения) теннантит превагирует над тетраэдритом

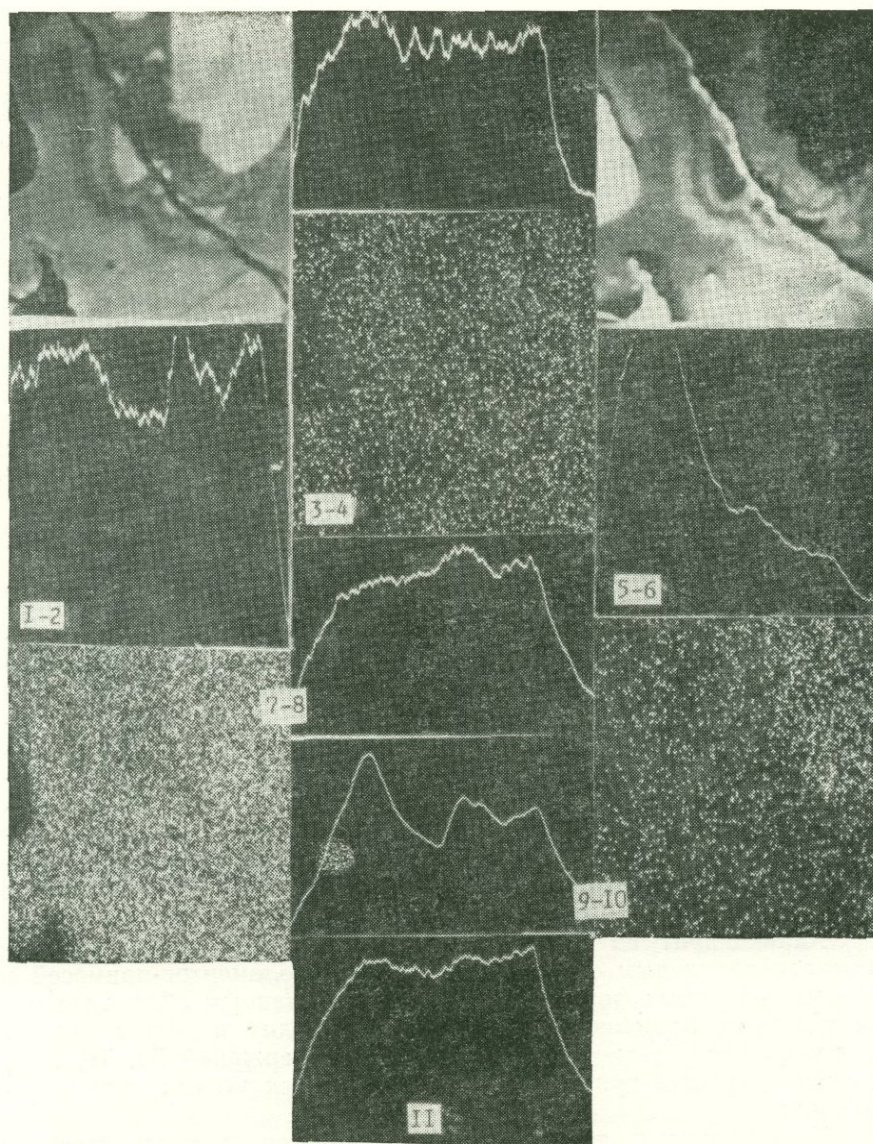


Рис. 77. Микронзондовый анализ колломорфных образований из Анкаванского месторождения, растровые изображения в рентгеновских лучах: 1—2—Fe $\times 10$; 3—4—Pb $\times 3,10^3$; 5—6—Cu $\times 3,10^3$; 7—8—Bi $\times 3,10^3$; 9—10—S $\times 10^3$; 11—Ga $\times 10^3$

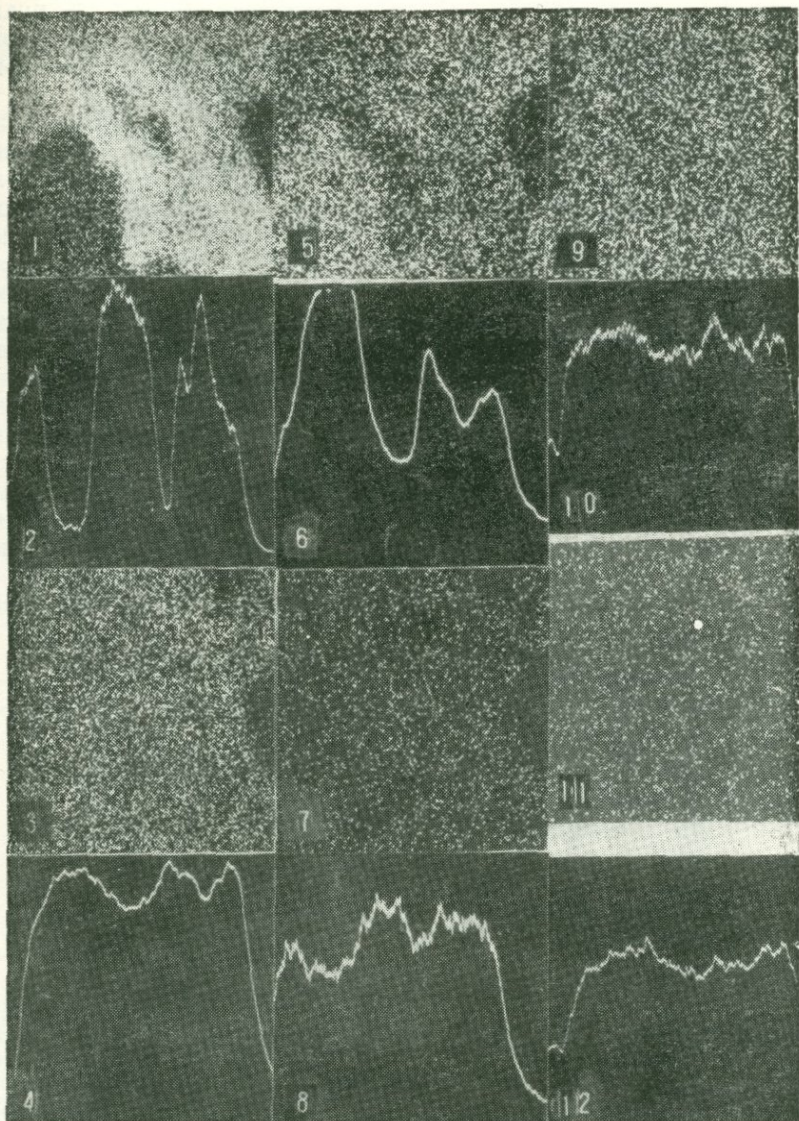


Рис. 78. Микронзондовый анализ колломорфных образований из Анкаванского месторождения. Растровые изображения в рентгеновских лучах: 1,2—Fe; 3,4—Cu; 5,6—Pb; 7,8—S; 9,10—Bi; 11,12—Ga (3.10^3 , Se, SpI60)

или является единственным из группы блеклых руд. В рудах Au—Sb-полиметаллических месторождений, наоборот, тетраэдрит превалирует над теннантитом. В остальных месторождениях они присутствуют в близкоодинаковых количествах.

В рассматриваемых месторождениях блеклые руды проявляются в парагенезисе значительного числа рудных минералов (сульфиды Cu, Fe, As, теллуриды Au, Ag, Bi, Pb, Hg сульфосоли и др.) в составе Cu—As, полиметаллической, арсенопиритовой, сульфоантимонитовой, Au—Te стадий минерализации. Наиболее тесна ассоциация этих минералов с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, халькозином, борнитом (гипогенные). Иногда с ними ассоциируют самородное золото, энаргит, люцонит, германит, реньерит, теллуриды, антимонит, сульфосоли. Блеклые руды обычно образуют небольшие скопления в виде прожилков, гнезд, вкрапленности в тесных сростаниях с отмеченными минералами. Образование основной части теннантита и тетраэдрита обычно происходит в конце выпадения минералов (рис. 79, 80). Образование их начинается вместе с главными рудообразующими минералами и продолжается после выпадения последних. Нередко описываемые минералы образуют мельчайшие включения в полях халькопирита, галенита, сфалерита и других минералов. К полям блеклых руд и, в особенности, теннантита часто приурочи-

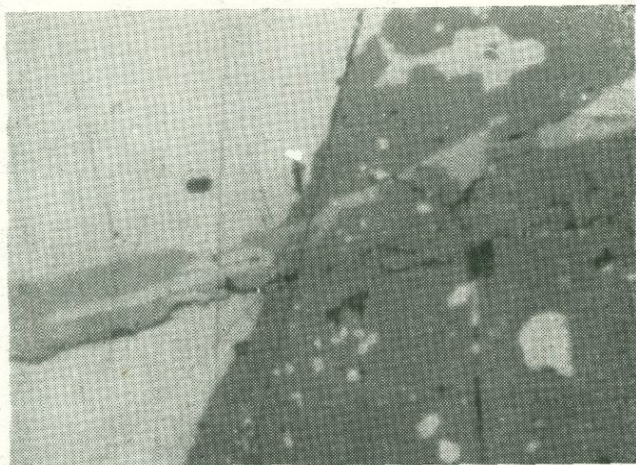


Рис. 79. Прожилок теннантита пересекает границу сфалерита и галенита. В полях сфалерита зерна самородного золота (белые), полир. шлиф. $\times 320$. Меградзор



Рис. 80. Пржилок теннантита пересекает поля сфалерита и галенита, $\times 320$, Меградзор

Таблица 34

Содержание (в %) некоторых элементов-примесей в блеклых рудах (теннантит, тетраэдрит) из различных рудных месторождений

Элементы	Формации и месторождения						
	Cu—Mo	Полиметаллическая		Au—Sb-полиметаллическая	Au-полиметаллическая		Au—Te-полиметаллическая
	Ан-каван	Газма	Гюмуш-хана	Азатек, Гегарчин, Каялу	Гамзачиман	Тей-Личквас	Меградзор
Au	0,003	0,0004	0,001	0,0039	0,065	0,0184	7,5
Ag	0,15	0,202	0,490	0,1181	0,200	2,400	8,25
Bi	0,3	0,005	0,060	0,0457	0,003	0,1065	0,042
Se	0,06	0,0065	0,003	0,0097	0,005	0,0027	0,01
Te	0,155	0,055	0,003	0,0074	0,0065	0,0042	2,825
Hg	—	—	—	0,0050	0,01	0,0076	0,009
Ge	0,15	0,0005	—	0,0007	0,001	0,0008	не обн.
Ti	0,0052	0,00075	—	0,0014	—	—	не обн.
Sn	0,0155	—	—	—	—	—	не обн.
In	0,001	0,0003	—	0,0005	0,0003	0,0001	не обн.
Ga	0,003	0,0006	—	0,0003	0,00015	0,0005	не обн.
Cd	—	0,010	—	0,1065	0,400	0,627	0,200

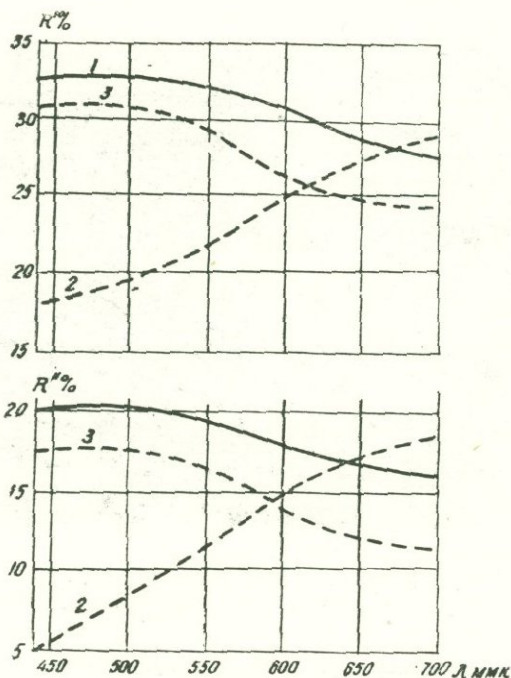


Рис. 81. Дисперсия R (в воздухе R' и в иммерсии R'') тетраэдрита (1) по сравнению с эталоны—борнитом (2) и теннантитом (3)

ваются выделения самородного золота, сульфависмутитов, теллуридов, самородного серебра. Очень интересны включения и сростания сульфидов Ge (германит, реньерит). Эти включения значительно отражаются на составе блеклых руд, которые обычно характеризуются значительными концентрациями Ag, Au, Bi, иногда Te, Ge, Se, Sn, а также Cd, Hg, Ga, Tl (табл. 34).

На рис. 81 и 82 приведены кривые дисперсии R блеклых руд и энаргита в сравнении с борнитом, станнином и неизвестным Sn- и Ge-содержащим минералом из рудных формаций Малого Кавказа.

Германит— $\text{Cu}_3(\text{Ge}, \text{Fe}) \text{S}_4$ установлен в рудах Cu—Mo As-полиметаллических, Re—Mo, колчеданных месторождений. Детальное изучение и сравнительная характеристика германита из этих месторождений позволили нам (Карапетян, 1964) выявить ряд индивидуальных особенностей этого минерала из раз-

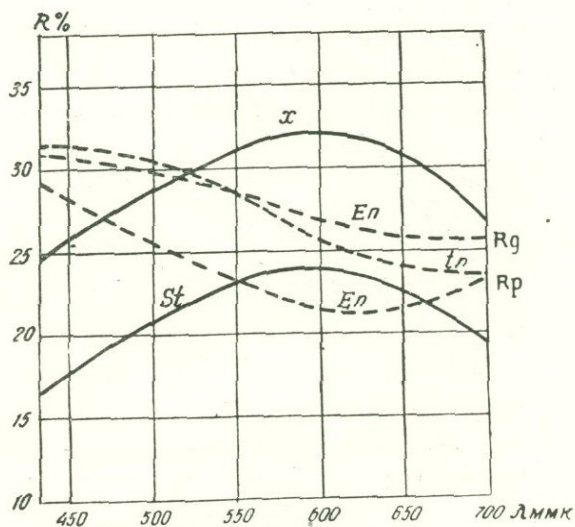


Рис. 82. Кривые дисперсии R (в воздухе) неизвестного Sn—Ge минерала (x), станнина (St), теннантита (tn) и энаргита (En). (Rg и Rp)

личных месторождений (рис. 83, 84), что позволило считать их своеобразными разновидностями германита.

Реньерит—(Cu, Fe, Ge, Zn)S установлен в рудах Cu—Mo, молибденовых, колчеданных, Re—Mo и As-полиметаллических месторождений. Сравнительное изучение минералов из этих месторождений позволило нам выявить значительные различия как в их оптических свойствах, так и в химическом составе. Кроме того, выяснилось, что ни один из описанных минералов не является полным аналогом тсумбского реньерита. Например, в Cu—As рудах Дастакертского месторождения нами были встречены изометрические выделения оранжево-коричневого минерала, размерами не более 15—20 мкм (рис. 83—86). Отличается от описанного К. А. Карамяном минерала слабыми эффектами двуотражения и анизотропии, его R (32%) выше энаргита, но ниже халькопирита. Двуотражение очень слабое, оно заметно только в иммерсии. Анизотропия отчетливая, но не сильная. Рельеф выше борнита, но ниже энаргита и блеклой руды. Рентгеноспектральный анализ показывал почти вдвое меньше Ge, чем в тсумбском реньерите (рис. 87). Он по своему цвету является как бы промежуточным между реньеритом и борнитом. Таким образом, минерал по своему составу и оптическим свойствам (цвет в отражен-

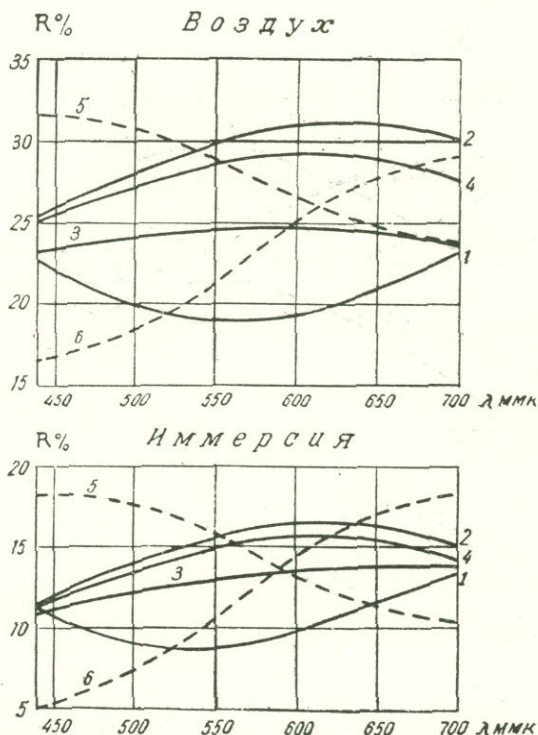


Рис. 83. Кривые дисперсии R германита (4) в сравнении с разновидностями тсумевского германита (1—3), борнитом (6), теннантитом (5) (графики составлены с использованием данных И. С. Волынского)

ном свете) является промежуточным между борнитом и реньеритом.

В Cu—As рудах Анкаванского месторождения в полях борнита нами были встречены включения коричневатого-розового минерала с умеренной отражательной способностью и анизотропией (рис. 86). По сравнению с реньеритом из Тсумеба имеет определенные отличия, в частности он обладает коричневатым цветом (у тсумевского реньерита коричневатого-оранжевый), более низкий R . Минерал имеет определенное сходство с энаргитом, от которого, однако, отличается более слабыми эффектами анизотропии.

Энаргит, люцонит по своему удельному весу в общей массе рудных минералов имеют подчиненное значение. В неболь-

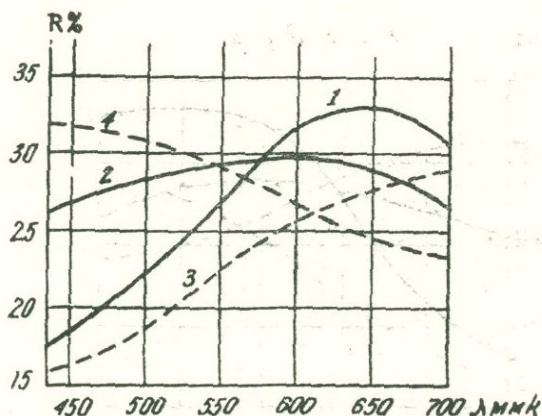


Рис. 84. Кривые дисперсии R реньерита (1) и германита (2) в сравнении с борнитом (3) и теннантитом (4)

шом количестве, но почти постоянно присутствуют в рудах As-полиметаллических, Cu—Mo, Au—Sb-полиметаллических месторождений. Спорадически встречаются также в рудах Au-полиметаллических, Au—Te-полиметаллических, колчеданно-полиметаллических и полиметаллических месторождений. Наиболее значительные скопления энаргит образует в рудах Кафанского месторождения.

Часто энаргит и люцонит проявляются совместно и по количеству люцонит обычно уступает энаргиту, хотя в отдельных случаях местами (Анкаван) наблюдается обратная картина.

Описываемые минералы вместе или в отдельности очень часто образуют тесные сростания с теннантитом, халькопиритом, борнитом, реже халькозином и др. Все они вместе нередко цементируют с образованием структур замещения с пиритом, кварцем и другими минералами. В полях энаргита и люцонита нередко встречаются микроскопические выделения самородного золота, реже самородного серебра, теллуридов Au, Ag, Bi, сульфидов Ge—разновидностей германита и реньерита.

Образование описываемых минералов происходит главным образом в поздних стадиях рудообразовательного процесса (Cu—As, полиметаллическая и др.). В большинстве случаев они по количеству резко уступают рудообразующим минералам. Сравнительно редко (Каджаран, Анкаван, Аравус) встречаются кварц-энаргит-люцонитовые или энаргит-люцонитовые прожилки. Для энаргита характерны хорошо развитые кристаллические формы

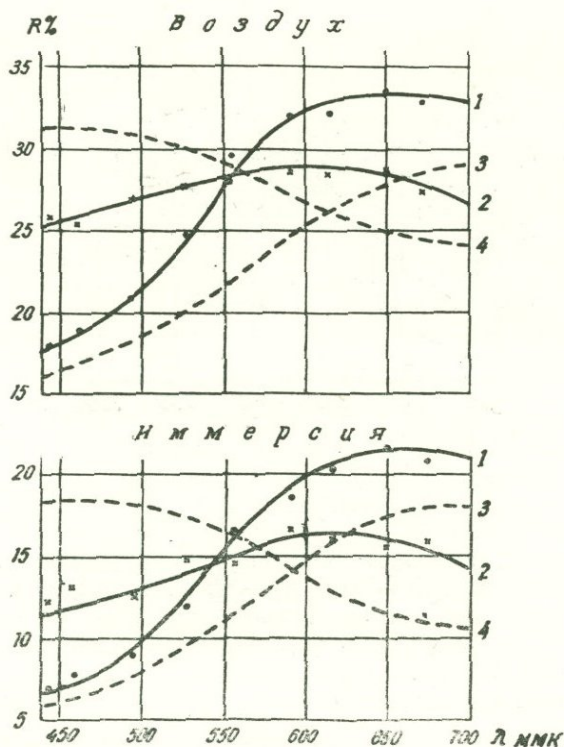


Рис. 85. Кривые дисперсии R реньерита (1) и германита (2) в сравнении с эталонами—борнитом (3) и теннантитом (4)

(Аравус, Анкаван), в других месторождениях минералы проявлены главным образом в виде удлинённых идиоморфных и ангедральных микроскопических выделений и зернистых агрегатов. С халькопиритом образует реакционные каемки, с галенитом и теннантитом—субграфические структуры. Под микроскопом иногда устанавливаются признаки гипогенного замещения теннантита на контакте этих двух минералов. А. С. Фарамазян (1974) описывал гипогенное превращение люцитита в энаргит. Состав энаргита из различных месторождений и парагенетических ассоциаций минералов значительно колеблется. Это в особенности касается тех элементов, которые не входят в стехиометрическую формулу минералов (Ge, Au, Ag, Sb, Pb, Te, Zn и др.), что сле-

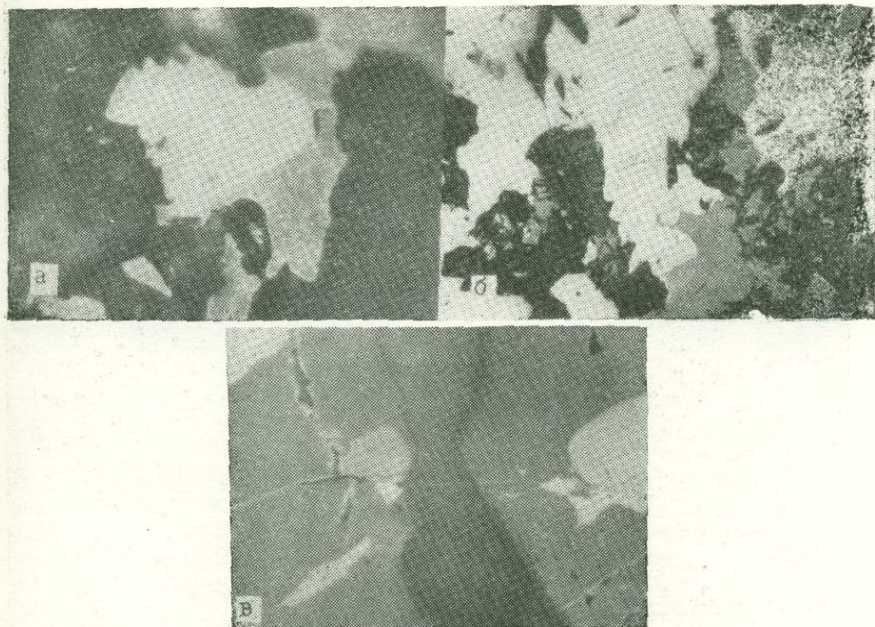


Рис. 86. Микрофото рудных минералов: —реньерит образует выделения в полях борнита, который частично замещается халькопиритом, полир. шлиф, $\times 320$, Дастакерт; б—германит образует структуры замещения с теннантитом, на контакте между ними—халькопирит, здесь же энаргит, Анкаван, полир. шлиф, $\times 500$, иммерсия; в—реньерит в полях борнита ассоциирует с халькопиритом, полир. шлиф, $\times 320$, Дастакерт

дует объяснить не только наличием механических примесей соответствующих минералов или минералов-концентраторов, но и составом самих энаргита и люцонита. Эти два минерала изучены также и рентгенометрически, что подтверждает, с одной стороны принадлежность их к различным модификациям (ромбической и тетрагональной), с другой—зависимость размера элементарной ячейки минерала от концентрации ряда элементов-примесей. В табл. 35 приведены параметры элементарных ячеек энаргита и люцонита из Каджарана, рассчитанные А. С. Фарамазяном (1974). На рис. 88 приведены результаты измерения дисперсии отражательной способности энаргита и его разновидности в сравнении с борнитом и теннантитом.

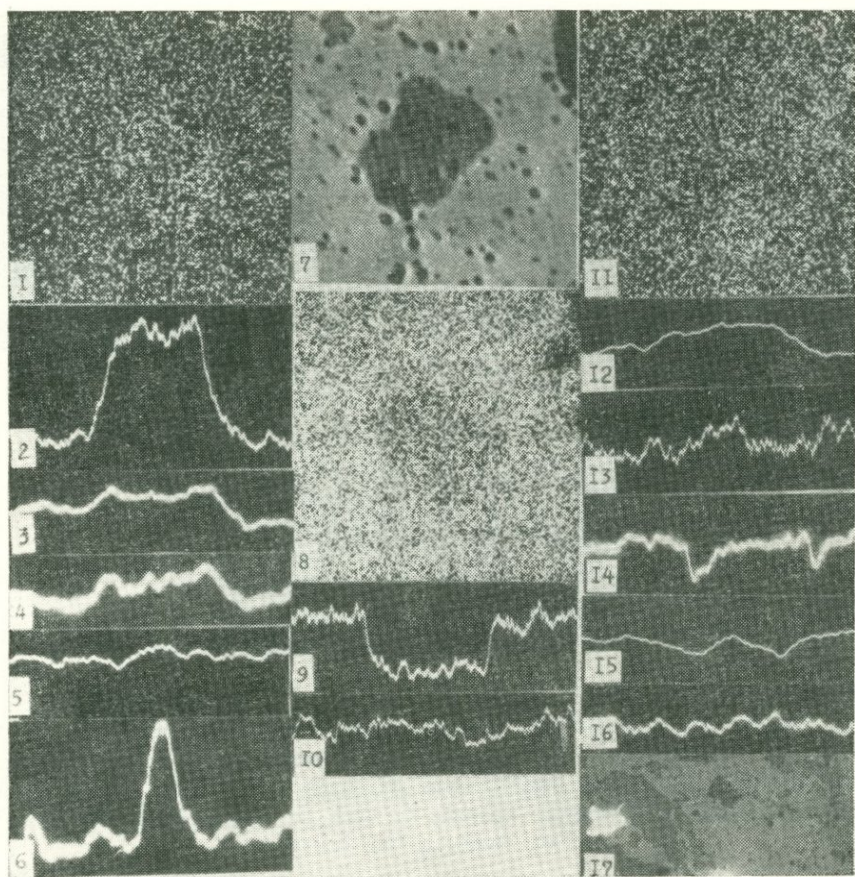


Рис. 87. Микрорентгеновый анализ реньерита; растровые изображения в рентгено-вых лучах; 1) Ge $\times 1200$; 2) Ge $\times 10^2$; 3) Fe, 4) As, 5) Zn $\times 10^2$; 6) Ge 3×10^2 ; 7) изображение в поглощенных электронах $\times 1200$; 8—9) Cu, 10) Au 3×10^2 ; 11) S 300; 12) Se, 13) Au, 14) Se 10^3 ; 15) S, 16) Ga 3×10^2 ; 17) изобраа-

Никелин-миллерит установлены нами в сульфидных рудах Разданского железорудного месторождения в виде мельчайших изометрических, неправильных по форме выделений в полях пирита, в ассоциации с пирротинном, халькопиритом, кобальтином, арсенопиритом (рис. 89). Размеры выделений от нескольких микронов до десятых долей миллиметра.

Величины параметров элементарной ячейки энаргита и люционита из
Каджаранского месторождения

Минерал	Параметры (А)		
	Ао	bo	со
Энаргит	6,418±0,004	7,418±0,006	6,165±0,0051
Люционит	5,29	—	10,414

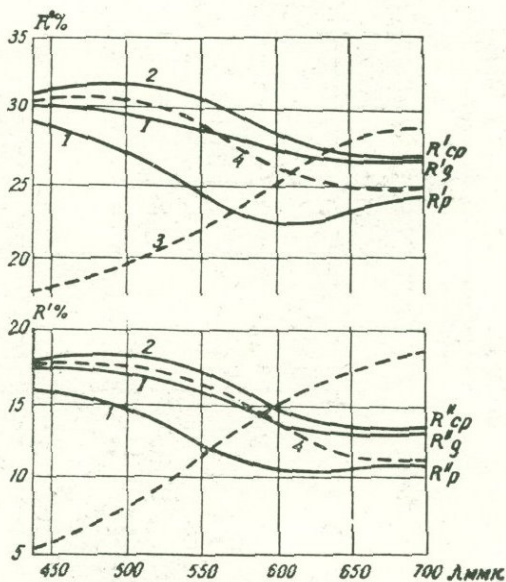


Рис. 88. Дисперсия R (в воздухе R^1) и его разновидности (2) в сравнении с эталонами—борнитом (3) и теннантитом (4)

Галенит относится к числу рудообразующих минералов полиметаллических, Au-полиметаллических, Au—Sb-полиметаллических, Au—Te-полиметаллических, As-полиметаллических и других месторождений. В рудах других месторождений галенит играет второстепенную роль, проявляется в составе полиметаллических, в незначительном количестве кварц-халькопиритовой, Cu—As и других стадий. Независимо от состава руд месторождений основная масса галенита образуется в поздних и конечных

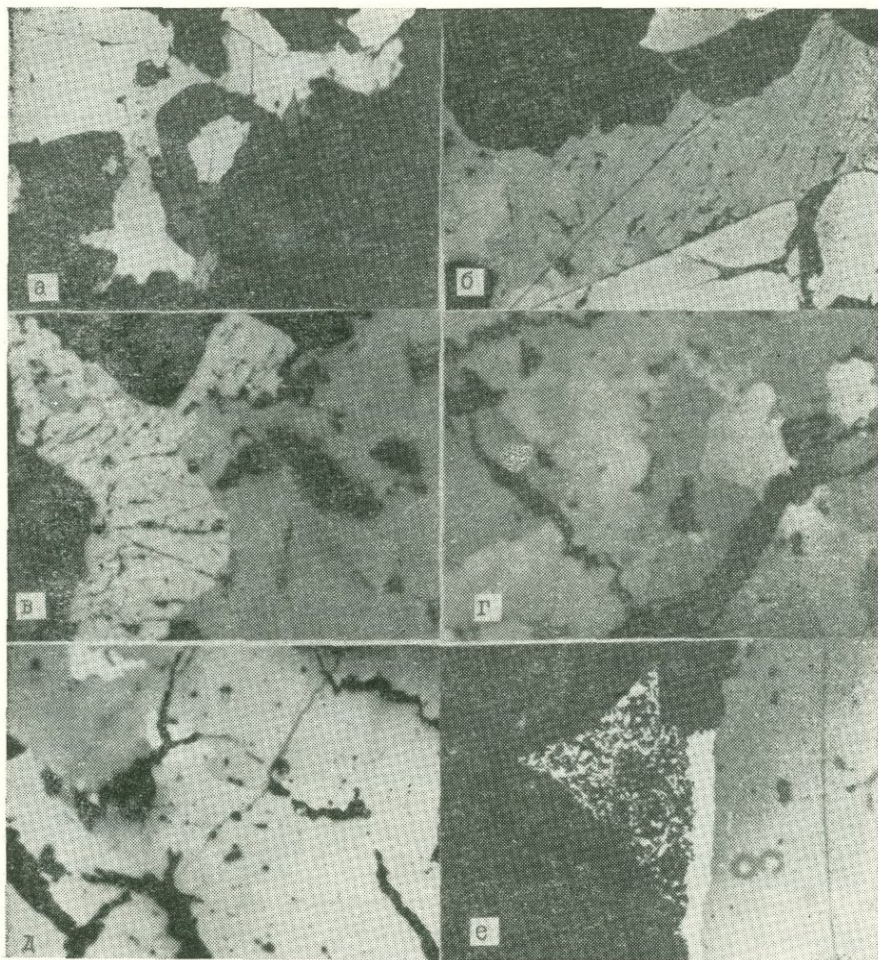


Рис. 89. Микрофото рудных минералов: а—тетрадимит и висмутин образуют структуры замещения с пиритом (Рy) б—миллерит и кобальтин в ассоциации с халькопиритом и пиритом; в—кобальтин и леллингит в ассоциации с халькопиритом. Все три микрофото, полир. шлиф, $\times 320$, Разданское месторождение (ассоциация впервые установлена автором); г—характер сростания галенита (белое) и геокронита (серое) в ассоциации с тетраэдритом (темно-серое), $\times 360$, Азатек; д—характер сростания плагионита (белое) с геокронитом (белое) и бурнонитом (серое), $\times 360$, Азатек; е—сфалерит в ассоциации с буланжеритом в кварце, фото показывает формы, размер зерен и ассоциацию, $\times 360$, Азатек

стадиях собственно-рудообразовательного процесса, внутри стадий выпадает одним из последних.

Наиболее тесна ассоциация галенита со сфалеритом, блеклой рудой, халькопиритом, пиритом. Нередко с ним ассоциируют сульфиды и сульфосоли Ag, Bi, Cu, As, Sb, теллуриды Au, Ag, Pb, Bi, Hg, самородные элементы, карбониты (рис. 89).

Размеры скоплений галенита колеблются в широких пределах—от микроскопических выделений до массивных гнездообразных скоплений, размерами 10—15 см. В открытых трещинах и пустотах образует крупные кристаллические агрегаты почти всегда со следами механического воздействия. В полях гематита очень часто встречаются мельчайшие выделения акантита, теллуридов, висмутита, сульфосолей, по контактам которых образуются структуры замещения. Иногда образует эмульсионную вкрапленность в полях халькопирита.

Галенит из различных месторождений, стадий минерализации и парагенетических ассоциаций минералов характеризуется различным составом. Это в особенности касается тех элементов, которые представлены в виде механических включений собственных минералов, часть элементов (Se, Te, Bi, Ag), по-видимому, частично входит в состав самого галенита.

Киноварь, метациннабарит, онофрит. Первые два минерала являются основными рудообразующими ртутных месторождений, они в небольшом количестве установлены (только под микроскопом) также в рудах полиметаллических стадий Au—Sb-полиметаллических, Au-полиметаллических, Au—Te-полиметаллических и As-полиметаллических месторождений. Селистый метациннабарит (онофрит) установлен И. Г. Магакьяном и др. в ассоциации с кварцем в рудах Вартанского месторождения.

Наиболее значительные скопления киновари установлены в пределах Советашенского месторождения ртути: здесь этот минерал образует гнездообразные скопления, редкие кварц-кальцит-киноварные, кварц-кальцит-киноварь-метациннабарит-онофритовые прожилки. На Вартанском месторождении киноварь по количеству резко уступает метациннабариту и онофриту, который образует скопления мелкокристаллических агрегатов, тонкую вкрапленность идиоморфных кристаллов и очень редко друзы.

В составе Вартанского онофрита, представляющего собой промежуточное образование между метациннабаритом (HgS) и тиманитом (селенитом ртути HgS) установлены Te, Zn до 0,3, Cu, Mn—до 0,01, Ag, Sn, Cd, Pb, Ni, Co—до 0,001%.

Часто киноварь образует псевдоморфозы по метациннабариту, с ним часто ассоциируют пирит, марказит, мельниковит. Редко встречаются также халькопирит, галенит, сфалерит, самород-

ное золото. Из жильных минералов наиболее характерна ассоциация с карбонатами (кальцит, анкерит). В золоторудных месторождениях наиболее тесна ассоциация киновари с блеклой рудой, особенно с тетраэдритом, антимонитом, бурнонитом, теллуридами.



Рис. 90. Игольчатые выделения антимонита в кварце, полир. шлиф, $\times 320$, Азатек

Ковеллин установлен в Cu—As , Cu , Cu—Mo и серноколчеданных месторождениях. Во всех случаях минерал образует пластинчатые выделения в полях халькозина, реже борнита и халькопирита. С ним ассоциируют также энаргит и молибденит. Гипергенный ковеллин широко развит в зоне окисления многих месторождений зоны.

Антимонит установлен в рудах Au—Sb -полиметаллических (Азатек, Каялу, Гегарчин) и молибден-полиметаллы-редкометалльных месторождений (рис. 90, 91). Особенно богаты антимонитом руды Азатекского месторождения, где этот минерал составляет прожилки, гнезда, жилы мощностью до 0,8—1 м. Образование его происходит главным образом в самостоятельную антимонитовую, отчасти сульфоантимонитовую и полиметаллическую стадии минерализации. Образует массивные скопления в кварце, представлен радиально-лучистыми игольчатыми или шестоватыми кристаллами длиной до 4—5 см. В составе кристаллического антимонита установлены наибольшие концентрации As , Fe , Bi , Ag (табл. 36). Под микроскопом и в особенности в рудах из нижних горизонтов устанавливаются спутанно-волокнистые агрегаты.

Характерна ассоциация с пиритом, сфалеритом, буланжеритом, бурнонитом, халькопиритом, тетраэдритом. Часто устанавливается полисинтетическая пластинчатая сдвойникованность. По Г. О. Григоряну (1953, 1962), антимонит проявляет своеобразный антагонизм с галенитом.

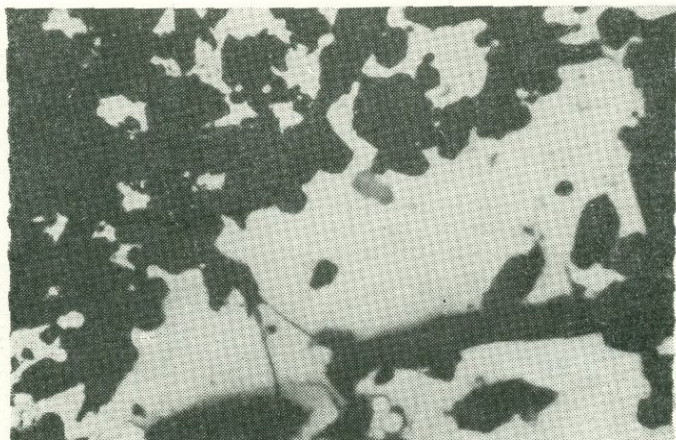


Рис. 91 Срастания галенита белое с бурнонитом (серое), полир. шлиф, $\times 320$, Азатек

Таблица 36

Висмутин установлен в рудах многих золоторудных, Cu—Mo, Re—Mo, колчеданных месторождений. Во всех случаях образует микроскопические выделения в полях халькопирита, реже борнита, галенита. Наиболее крупные выделения установлены в рудах кварц-халькопиритовой стадии Дастакертского месторождения. Образует структуры замещения с халькопиритом часто находится в срастаниях с виттихенитом, эмплектитом, тетрадимитом, купровисмутитом (рис. 89). В рудах полиметаллических стадий характерна ассоциация с галенитом, галеновисмутитом, айкинитом (Фарамазян, 1974). Рентгенограмма дастакертского висмутина приводится в табл. 37.

Химический состав антимонита из Азатекского месторождения

Элемент	Содержание в %
Sb	65,29
S	25,71
Cu	0,36
As	0,30
Fe	0,25
Bi	0,0003
Ag	0,00594
Au	0,00005

Таблица 37

Относительные интенсивности и межплоскостные расстояния висмутина
из Дастакертского месторождения

1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n
1	5,21	2	3,34	3	2,61	4	2,03	4	1,594	2	1,341	3	1,160
5	4,11	4	3,06	2	2,49	4	1,998	3	1,527	2	1,304	2	1,077
9	3,72	9	2,85	3	2,38	5	1,768	4	1,409	3	1,278	2	1,070
9	3,60	4	2,69	3	2,28	2	1,651	2	1,387	1	1,213	1	1,052

Анализ произведен в минераграфической лаборатории ИГЕМ, аналитик Г. В. Басова, автор Г. О. Пиджян. Условия съемки: Fe—излучение; камера РКД—57,3 мм; d=0,3 м; Т5ч.

Эмплектит в небольшом количестве встречен в рудах Cu—Mo, Au-полиметаллических, Au—Sb-полиметаллических месторождений. Обычно минерал образует микроскопические выделения в полях халькопирита, борнита, теннантита, энаргита, реже галенита и сфалерита. Тесно ассоциирует с висмутином, тетрадимитом, теллуrowисмутином, виттихенитом, козалитом. Образование эмплектита происходит в средних стадиях минерализации (кварц-халькопиритовая, Cu—As, кварц-молибденит-халькопиритовая, полиметаллическая).

Рентгенограмма эмплектита приводится в табл. 38.

Таблица 38

Межплоскостные расстояния эмплектита из Дастакертского
месторождения

1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n	1	d α/n
2	3,34	3	2,38	2	1,859	3	1,527	1	1,213	2	1,070
10	3,19	8	2,16	5	1,768	4	1,409	2	1,087	1	1,044
4	3,06	4	1,955	2	1,651	2	1,341	2	1,077	2	1,009

Анализ выполнен в ИГЕМ, аналитик Г. В. Басова, Fe—43Л; камера РКД—57,3, d—0,3 мм, Т5ч. Автор Г. О. Пиджян.

Виттихенит установлен в рудах Cu—Mo, Au—Te-полиметаллических, Au-полиметаллических месторождений. Образует микроскопические выделения в полях халькопирита, борнита, теннантита, галенита. Тесно ассоциирует с висмутом, эмплектитом, козалитом, связан с теми же стадиями минерализации, что и эмплектит (рис. 92). Представлен неправильными по форме выделениями, нередко окаймляющими и замещающими висмутин, эмплектит. В. О. Пароникян (1962) отмечает следующий ряд пе-

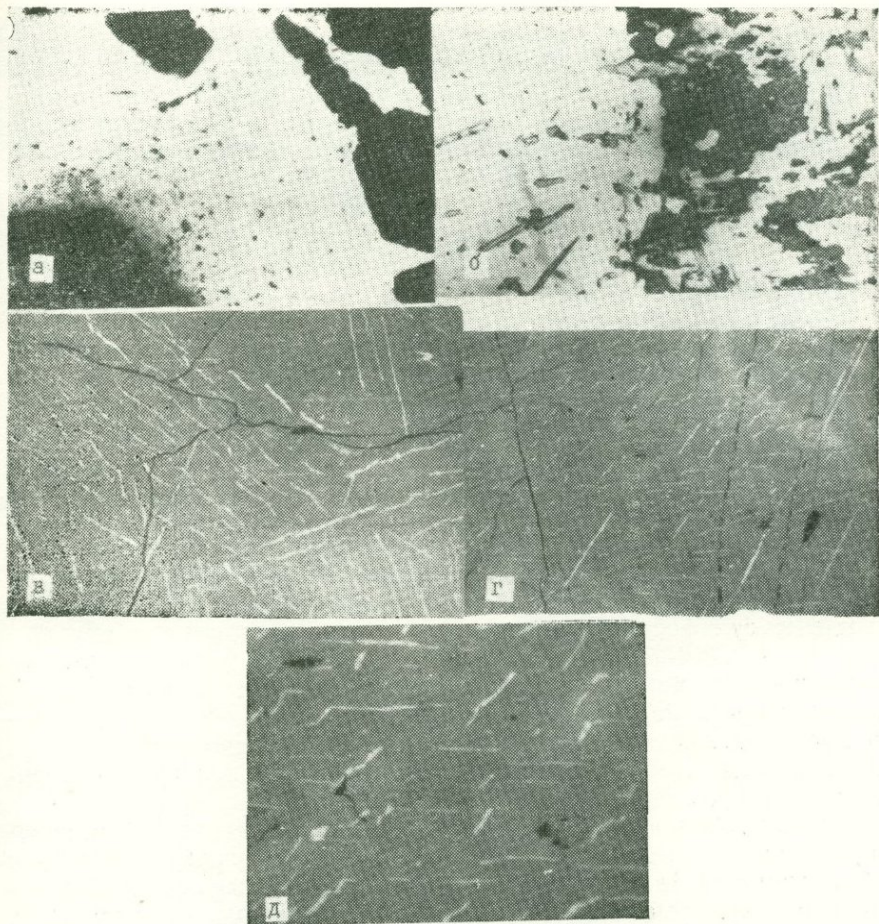


Рис. 92. Микрофото рудных минералов: а—характер срастания буланжерита и плагинита, цементирует идиоморфные кристаллы кварца, полир. шлиф, $\times 160$, Азатек; б—замещение пирита игольчатым антимонитом, слева—срастания геокронита с плагинитом, полир. шлиф, $\times 360$, Азатек; в—виттихенит образует разноориентированные червеобразные выделения в борните, полир. шлиф, $\times 360$, Анкаван; г—Виттихенит развивается по определенным кристаллографическим направлениям борнита, полир. шлиф, $\times 360$, Анкаван; д—деталь г, $\times 500$

рехода: козалиит-айкиннит-эмплектит-виттихенит-халькопирит (теннантит).

Пирит—самый распространенный минерал рудных месторождений зоны, наиболее богаты им вулканогенные, отчасти плутоногенные гидротермальные образования, затем идут скарновые, легматитовые, метаморфогенные и, наконец, собственно-магматические руды.

По времени образования пирит относится к числу сквозных минералов. В течение почти всего процесса формирования гидротермальных (вулканогенных и плутоногенных) формаций образуется пирит, но основные его количества выпадают из наиболее ранних порций растворов. В большинстве месторождений выделяется самостоятельная пиритовая (кварц-пиритовая или серноколчеданная) стадия минерализации. От ранних к поздним стадиям минерализации количество пирита уменьшается. В различных стадиях минерализации он выступает в составе существенно отличающихся парагенетических ассоциаций минералов. Наиболее тесна ассоциация его с халькопиритом, затем идут: сфалерит, блеклая руда, молибденит, марказит, арсенопирит, борнит, энаргит, реальгар, аурипигмент, самородная сера и др. Из минералов редких и благородных элементов нередко с пиритом ассоциируют самородное золото, теллуриды, сульфовисмутиты, сульфиды и сульфосоли.

Во всех случаях пирит является одним из ранних образований, широко распространен вкрапленный тип минерализации, прожилковый, жильный, а также гнезда, линзы, образование которых происходит метасоматически и путем заполнения пустот. В последнем случае пирит нередко проявляет зональную внутреннюю структуру (зоны роста) (рис. 93).

Пирит, будучи одним из наиболее хрупких рудных минералов, в процессе тектонических подвижек интенсивно дробится и цементируется (или залечивается) другими минералами: халькопиритом, кварцем, карбонатами, реже галенитом, сфалеритом и другими.

В зависимости от количественно-качественного состава микровключений пирит характеризуется существенно разным составом, он почти постоянно содержит Cu, Pb, Zn, As, Sb, Ag, Se, Ni, Cd, Mn, Ti, Te, Bi, Au, значительная часть которых связана с микровключениями и лишь сравнительно небольшая их часть входит в состав самого пирита. Наблюдается зависимость концентрации ряда элементов-примесей (Ni, Co, Mn, Ti, Se, Ag и др.) от генезиса, температурных условий и источника рудообразующих растворов.

В рудах рассматриваемой зоны значительное развитие имеет «гель-пирит», или кристаллический гель, дисульфида железа.

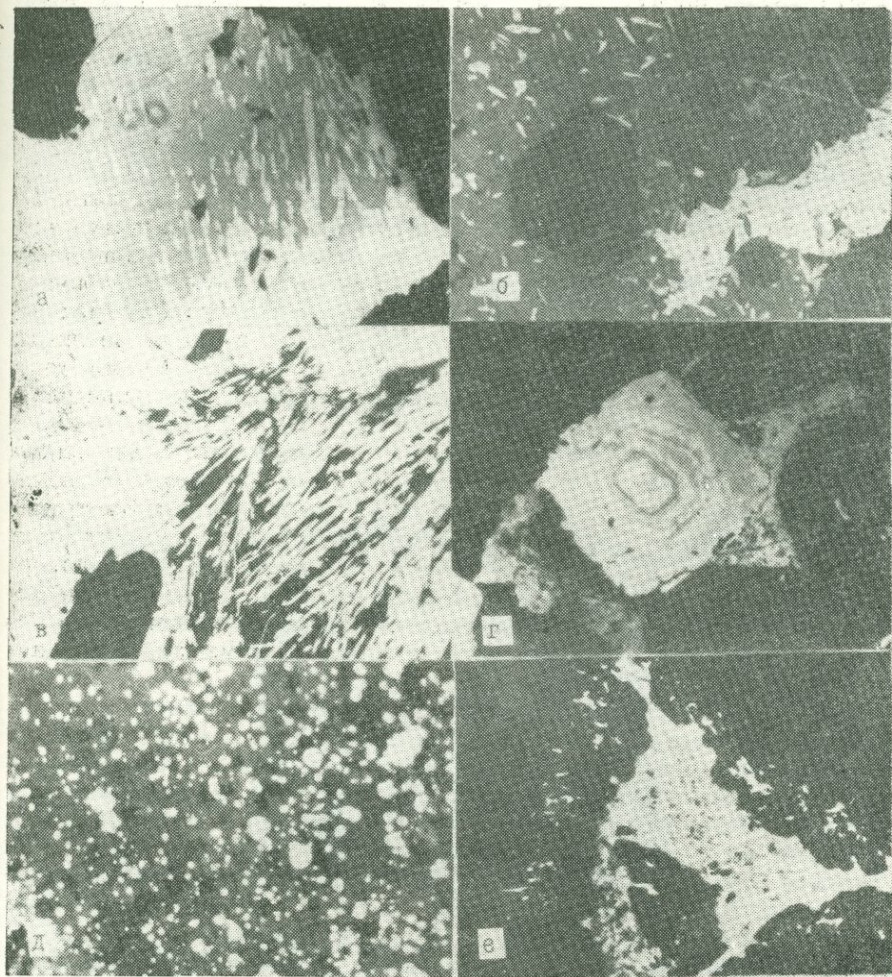


Рис. 93. Микрофото рудных минералов: а—буланжерит (светлый игольчатый) в блеклой руде (тетраэдрит), $\times 160$, Азатек; б—буланжерит в виде игольчатых выделений в сфалерите в ассоциации с плагионитом, полир. шлиф, $\times 160$, Азатек; в—буланжерит (светлый, игольчатый) в ассоциации с плагионитом и геокронитом, полир. шлиф, $\times 360$, Азатек; г—зональный пирит в ассоциации с буланжеритом (чередующиеся полосы пирита отличаются друг от друга цветом и R, обусловленной различиями их состава), Азатек; д—почковидные образования дисульфида железа в полях кварц-карбонатной массы, полир. шлиф, $\times 160$, Гегарчин; е—плагионит-буланжеритовые сростания в кварце, полир. шлиф, $\times 160$, Азатек

Он наиболее характерен для группы вулканогенных (в особенности колчеданных) рудных месторождений, в небольшом количестве присутствует также в месторождениях плутогенной гидротермальной группы. Во всех случаях минерал образует сферические или концентрически-зональные стяжения, нередко чередующиеся с другими колломорфными минералами (марказит, родохрозит, карбонаты). Но все эти минералы тесно ассоциируют с нормальными образованиями халькопирита, борнита, галенита, сфалерита и других минералов, что дает основание сделать заключение о происхождении его при коагуляции коллоидных растворов, которые однако возникают из истинных растворов в период рудоотложения в результате возникновения особых условий, к которым В. Ф. Чухров (1960) относит: нейтрализацию растворов известкового состава, коагуляты, резкое падение внешнего давления, смешивание растворов разного состава. Кроме того, по А. Г. Бетехтину, важное значение имеет переохлаждение растворов.

Кобальтин, леллингит, герсдорфит установлены в рудах Разданского и Анкаванского месторождений (Карапетян, Бояджан, 1970; Карапетян, 1970), где образует изометрические выделения, иногда с контурами идиоморфных кристаллов в полях пирита, халькопирита, кварца и других минералов завершающей стадии минерализации (рис. 89, 90). С магнетитом нередко образует структуры замещения. Размер выделений—до нескольких сот микрон. Характерна ассоциация с миллеритом, пирротинном.

Марказит имеет значительное распространение главным образом в рудах золоторудных и колчеданных месторождений. Значительные скопления марказита установлены автором в рудах Анкаванского месторождения, затем идут Тандзутское, Азатекское, Меградзорское месторождения. В своей основной массе минерал ассоциирует с пиритом, пирротинном, борнитом, халькопиритом, мельниковит-пиритом. С последним минералом образует концентрически-зональные образования, ритмично чередующиеся друг с другом. Очень интересные новообразования марказита установлены нами в колчеданных рудах вдоль пострудных даек.

Арсенопирит установлен в рудах ряда плутогенных гидротермальных месторождений. Особенно часто встречается в рудах As-полиметаллических и золоторудных месторождений. В последнем он проявлен в виде самостоятельной Au-арсенопиритовой стадии минерализации. Значительные количества арсенопирита установлены также в рудах Гегарчин-Каялинского участка Азатекского месторождения (рис. 94). Единичные зерна минерала установлены в рудах Cu—Mo, скарновых железорудных месторождений (рис. 94—98).

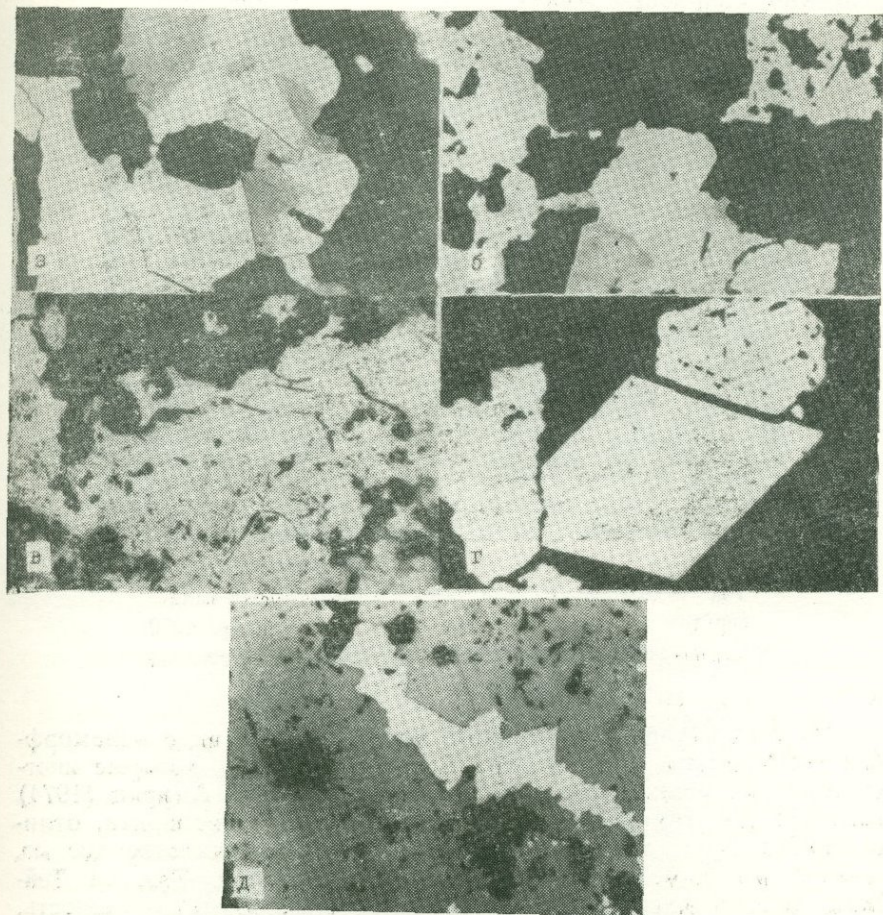


Рис. 94. Микрофото рудных минералов: а—миллерит и арсенопирит в ассоциации с халькопиритом и пиритом, полир. шлиф, $\times 320$, Раздан (ассоциация впервые установлена автором); б—кобальтин в полях пирита, полир. шлиф, $\times 160$, Раздан (ассоциация впервые установлена автором); в—висмутин в ассоциации с халькопиритом и теннантитом (последний пересекает поля двух первых минералов, свидетельствуя о его позднем выпадении, полир. шлиф, $\times 160$, Анкаван; г—арсенопирит в ассоциации с пиритом в полях кварца, полир. шлиф, $\times 160$, уч. Каялу (Азатекское рудное поле); д—арсенопирит в полях сфалерита, $\times 160$, уч. Гегарчин Азатекского рудного поля (последние два снимка приводятся для демонстрации склонности арсенопирита проявляться в виде зерен, обладающих высокой степенью идиоморфизма)

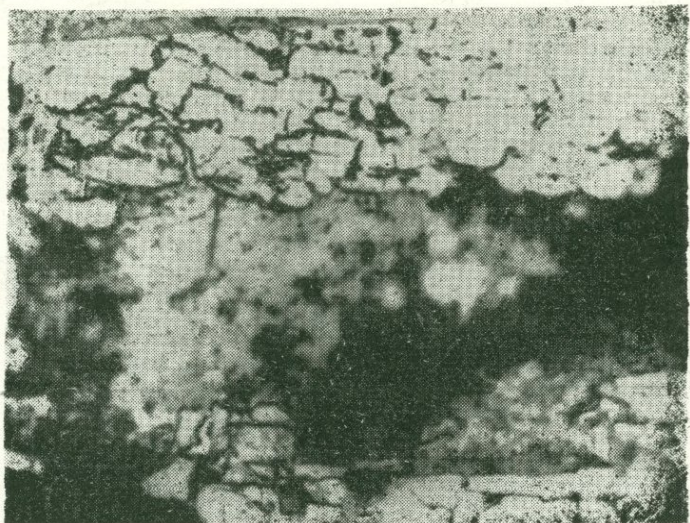


Рис. 95. Марказит разъедается и цементируется калаверитом и неизвестным минералом, полир.шлиф, $\times 250$, Сариахпюр (ассоциация впервые установлена автором), микрофото

Во всех случаях арсенопирит проявляется в виде идиоморфных ромбических, хорошо ограненных кристаллов, которые иногда образуют радиально-лучистые агрегаты. Ш. О. Амирян (1974) выделяет две температурные разновидности арсенопирита, отличающиеся друг от друга внешней формой, микротвердостью, элементами-примесями и ассоциацией минералов. Так, на Тейском месторождении проявлена низкотемпературная разность, на Азатекском—сравнительно высокотемпературная и низкотемпературная разности. В большинстве случаев арсенопирит проявляется в составе полиметаллической стадии, которая, как правило, золотоносная. В Cu—Mo месторождениях (Дастакерт, Агарак) присутствует в составе кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации.

Молибденит является главнейшим рудным минералом Cu—Mo , Re—Mo , Re—Cu—Mo месторождений. В небольшом количестве присутствует также в рудах полиметаллических и золоторудных месторождений. Микроскопические выделения молибденита установлены также в рудах скарновых железорудных место-

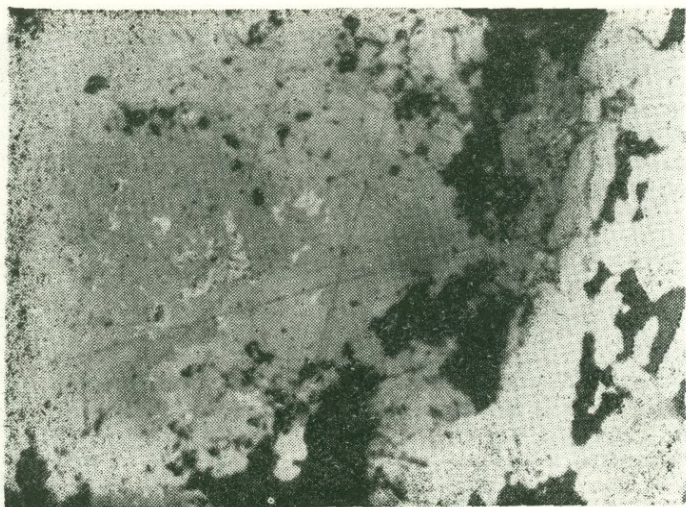


Рис. 96. Марказит и калаверит в ассоциации с неизвестным минералом, $\times 360$. Сарнахпур (ассоциация впервые установлена автором), микрофото



Рис. 97. Калаверит в полях неизвестного минерала. $\times 500$, иммерсия, Сарнахпур (ассоциация впервые установлена автором), микрофото

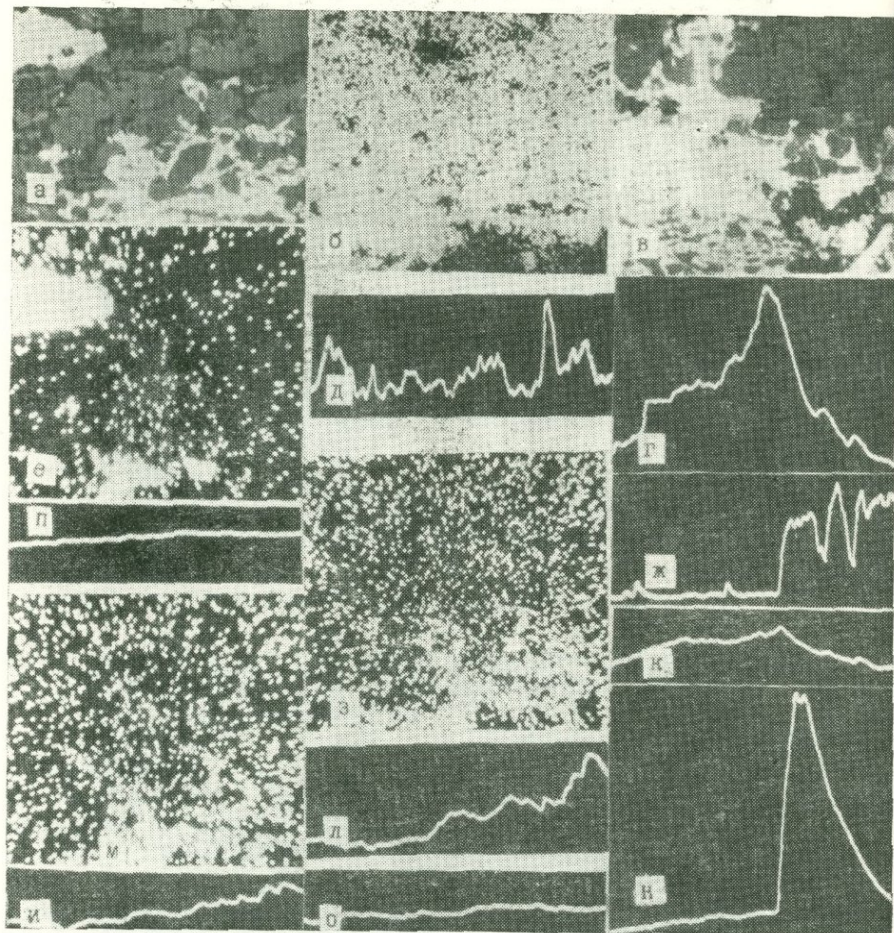


Рис. 98. Микрозондовый анализ минерала из Сарнахпюра: а—изображение в отраженных электронах; б—Fe; в—изображение в отраженных электронах; г—As; д—Fe; е—Cu; ж—Fe; з—Bi; и—Cu; к—Au; л—Bi; м—As; н—Cu; о—Ag; п—As

рождений. В рудах пегматитовых Cu—Mo месторождений молибденит представлен кристаллами гексагонального габитуса, редко встречаются также крупные кристаллы в виде коротких и бочкообразных призм с размерами до 5—6 см в поперечнике. В месторождениях других генетических групп образует чешуйки размером до 2—3 см, неравномерно рассеянные мелкочешуйчатые вы-

деления, часто ассоциирующие с халькопиритом, пиритом, иногда магнетитом, гематитом, борнитом и другими минералами.

Промышленные скопления молибденита представлены главным образом прожилково-вкрапленным типом, подчиненную роль играет жильный тип. Время выделения молибденита в процессе формирования месторождений зависит от относительной роли молибденита в рудообразующих растворах. Чем выше концентрация его, тем больше молибденоносных стадий минерализации. В Cu—Mo месторождениях это число достигает 5—6, тогда как для полиметаллических, золоторудных месторождений характерна всего лишь одна, реже две стадии с молибденитом. Вместе с тем образование основных концентраций молибденита происходит в ранних и, в особенности, средних (Cu—Mo месторождения) или только в ранних стадиях минерализации (другие месторождения).

Число минералов, ассоциирующих с молибденитом, большое. Он практически ассоциирует со всеми минералами руд (в том числе и с теллуридами) Cu—Mo месторождений. В других месторождениях ассоциирует с халькопиритом, пиритом, из нерудных минералов—с кварцем, халцедоном, карбонатами.

Внутри стадий выпадает одним из первых, вместе с пиритом, но раньше халькопирита и других минералов. Этим обусловлено наличие многочисленных пойкилитовых включений в этих минералах молибденита. В большинстве случаев молибденит носит следы тектонических подвижек, гибкие и мягкие кристаллы его часто обтекают твердые минералы, приобретают двойниковое строение с волнистым угасанием. Молибденит из различных месторождений, стадий минерализации и парагенетических ассоциаций минералов характеризуется значительным различием набора и концентраций элементов-примесей.

Преобладающая часть элементов, устанавливаемых в молибдените, очевидно, связана с механическими примесями породообразующих и рудных минералов. Другая часть его входит в состав самого молибденита в виде изоморфной примеси. Среди последних наибольший интерес представляет Re , который свои максимальные концентрации образует в молибдените из вулканогенных месторождений (Варденис, Элпин и др.), затем идут молибдениты полиметаллических месторождений (Газма, Аравус, Прошиберд). Среди Cu—Mo месторождений наиболее богаты Re молибдениты месторождений Гехи, Айгедзор, Джиндара. Наиболее бедны им молибдениты из пегматитовых и скарновых месторождений. Внутри отдельных месторождений содержание Re возрастает в молибденитах средних стадий минерализации и более крупночешуйчатых образованиях. Последние богаты также Se и Te , но в целом наблюдается положительная корреляционная

зависимость между Re и Se. Определенный интерес представляет постоянное присутствие в молибдените Bi, Ag, Pb и других элементов, которые, по мнению ряда исследователей (Фарамазян, 1974), также входят в состав молибденита в виде изоморфной примеси.

Реальгар, аурипигмент относятся к числу рудообразующих минералов Аравусского As-полиметаллического месторождения. Образует гнезда, прожилки и вкрапленность в ассоциации с пиритом и его колломорфной разновидностью. В небольшом количестве реальгар и аурипигмент присутствуют в ассоциации с энаргитом, теннантитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, борнитом Cu-As стадии Аравусского месторождения. Во всех случаях минералы выделяются в конечных стадиях гидротермальной деятельности, либо образуются из фумарол.

Для реальгара характерны лапчатые формы, зазубренные зерна, большей частью представленные ксеноморфными зернами, цементирующими другие рудные минералы. Аурипигмент образует таблитчатые, реже игольчатые, петельчатые, радиально-лучистые агрегаты.

Как реальгар, так и аурипигмент характеризуется значительными содержаниями элементов-примесей. В чисто отобранных пробах этих минералов содержания Se, Te, Bi, Ag, Hg достигают тысячных и десятитысячных долей процента, других элементов (Fe, Cu, Pb, Zn, Sb и др.), образующих микроскопические включения в полях минералов, содержится в пределах десятых-сотых долей процента (табл. 39).

Таблица 39

Содержание элементов-примесей в аурипигменте из Аравусского месторождения

Элементы	Содержание в %
T	0.0650
V	0.002
Zn	0.0010
Cu	0.2000
Pb	0.1000
Ag	0.0031
Sb	0.0650
Bi	0.00 0
Ga	0.0003
Sr	0.0010
Se	0.0020
Te	0.0026
Hg	0.0002

4. Окисные рудные и нерудные минералы

Эту группу составляют главным образом минералы собственно-магматических и эксгальационно-осадочных рудных формаций.

Магнетит относится к числу главнейших рудообразующих минералов Ti-железорудной, P-железорудной, скарновой железорудной и других месторождений, в других месторождениях

присутствует в небольшом количестве в составе второстепенных стадий минерализации.

В железорудных месторождениях магнетит слагает руды главных стадий минерализации и парагенетические ассоциации минералов.

Число ассоциирующих с магнетитом рудных минералов сравнительно небольшое; наиболее тесна его ассоциация с гематитом, гранатами, эпидотом, пиритом, халькопиритом (скарновые железорудные месторождения), апатитом, франколитом, скаполитом, сульфидами Fe, Cu (фосфор-железорудные месторождения), шпинелью, ильменитом, мартитом (титаномагнетитовые месторождения), биотитом, флюоритом, минералами редких элементов (Ф-редкоземельные месторождения) и др.

В своей основной массе магнетит образует скопления в виде гнезд (различных размеров), жил, дайкообразных и пластообразных тел, вкрапленность, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные зоны. В разных по морфологии рудных телах агрегатное состояние магнетита различно, оно во многом обусловлено относительным временем его образования. В соответствии с последним магнетит образует мелко-, средне- и крупнозернистые агрегаты, иногда с хорошо развитыми октаэдрами, ромбододекаэдрами размерами до 1 см. По отношению к ассоциирующим с ним рудным минералам он более идиоморфен. В своей основной массе магнетит образуется путем прямого выпадения из рудоносных растворов, в небольшом количестве он образуется в результате метасоматического замещения гематита (мушкетовитизация).

Нередко с магнетитом тесно ассоциируют шпинель и (или) ильменит, которые образуют структуры распада твердого раствора. Содержания некоторых элементов-примесей в магнетите из различных групп месторождений существенно разные (Карепетян, 1974).

Рутил является главным рудным минералом метаморфогенных титановых месторождений. В небольшом количестве присутствует также в рудах железорудных месторождений: фосфор-железорудных, титаномагнетитовых и др.

В рудах метаморфогенных титановых месторождений рутил представлен игольчатыми, столбчатыми, длиннопризматическими кристаллами величиной до 1,5 мм. Нередко образует коленчатые двойники. Цвет минерала обычно вишнево-красный, встречаются более светлые (желтый) и более темные (темно-красный, черный) цвета, что обусловлено концентрацией Fe в минерале. Максимальное содержание TiO_2 в рутиле из актинолитовых сланцев не превышает 93,5—98,9% (табл. 40), что обусловлено включениями роговой обманки, полевых шпатов, слюд и др. минералов.

Таблица 40

Состав рутила из актинолитовых (1) и амфибол-хлоритовых (2) сланцев Арзаканского месторождения

Элементы	Содержание в %	
	1	2
TiO ₂	98,90	93,5
Fe, Al, Si	0,1—0,3	1,0
Mg, Ca, Na	0,15	0,1
K, Nb, V,		
Cr, Zr, Ta	0,01	0,001
Cu	0,01	0,001
Ni	0,001	0,001
Sn, Se	0,01	0,003

Таблица составлена по данным химических и спектральных анализов.

Таблица 41

Химический состав апатита из различных месторождений Памбак-Зангезурской зоны в %

Элементы	Абовян	Ахавнадзор
CaO	51,91	54,23
P ₂ O ₅	9,95	34,23
Cl ₂	1,924	1,147
F ₂	1,119	0,733
TR ₂ O ₃	2,45	1,190
SiO ₂	1,460	2,50
Fe ₂ O ₃	0,312	1,323
FeO	0,123	0,710
CoO ₂	—	0,653
TiO ₂	сл.	сл.
Al ₂ O ₃	0,149	0,224
MgO	0,128	сл.
MnO	0,0135	0,120
NaO	0,640	0,076
K ₂ O	0,021	0,068
H ₂ O	0,042	0,360
S	0,151	0,163

При определении средних содержаний использованы также анализы Л. Б. Сарухян (1971) и Г. Б. Межлумяна (1975).

Наблюдается отчетливо проявленная зависимость степени идиоморфизма и состава рутила от степени актинолитизации сланцев. В частности, чем полнее замещается роговая обманка актинолитом, тем более идиоморфны кристаллы рутила и низка концентрация элементов-примесей (рис. 24).

Апатит имеет крайне неравномерное распределение. Наиболее значительные скопления его связаны с рудами Р-железорудных (apatит-магнетитовых) месторождений (Абовян). В меньшем количестве присутствует в составе Камакарского месторождения титаномагнетитовых и Ахавнадзорского месторождения скарных железных и других руд, в которых образует жилы, прожилки, гнезда или присутствует в составе магнетитовых, карбонат-магнетитовых, гранат-магнетитовых руд. Во всех случаях апатит представлен хорошо развитыми гексагональными призматическими кристаллами разных различных размеров (до 1,5—2 см), конфигураций (короткостолбчатые, удлиненно-призматические, игольчатые и др.) и цветов (бледно-зеленый, молочно-белый, сахаровидный, розоватый, желтоватый, светло-фиолетово-розовый и т. п.).

Характерна ассоциация апатита с магнетитом, скаполитом, элестадитом, франколитом, реже ильменитом, гематитом, сульфидами, кварцем, кальцитом и другими минералами.

По составу апатиты рассматриваемых месторождений представляют собой своеобразные переходные разности между фтор- и хлорапатитами. Отношение Cl:F в среднем составляет 1,5—1,6 (табл. 41).

В составе апатита кроме приведенных в таблице элементов установлены также Co, Ni, V, Zr, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba, Li, Ag, Mo, Be. Определенный интерес представляет присутствие почти всех редкоземельных элементов в апатите. При этом суммы Ce и La составляют около 65—70% общего содержания редких земель (TR), что объясняется более тесной геохимической связью между Ce и Ca по сравнению с Y и Ca, поэтому апатит обладает меньшей изоморфной емкостью в отношении иттриевых земель.

Флюорит выступает в роли одного из главных рудообразующих минералов F-редкоземельных месторождений. Сравнительно богаты им также редкометальные пегматиты.

В своей основной массе флюорит представлен кубическими, иногда октаэдрическими кристаллами размером до 2,5—3 см. Цвет фиолетовый, темный, иногда бесцветный. Образуется вкрапленность, гнезда, шпироподобные и линзообразные тела, прожилки. Выделяется ряд парагенетических ассоциаций: флюорит—полевошпат—магнетит—циркон—апатит; флюорит—биотит—пирит—халькопирит; флюорит—биотит—магнетит и др.

Таблица 42

Средний химический состав и содержание некоторых элементов-примесей в флюорите из пегматитовых редкометальных (1), фтор-редкоземельных гидротермальных (2) руд.

Элементы	Содержание в %	
	1	2
Ca	49,23	49,80
F	47,52	47,79
Fe	0,41	0,178
TR ₂ O ₃	0,45	0,319
Si	0,51	0,390
Mn	сл.	0,017
Sr	0,1	0,050
Mg, La,	0,015	0,035
Yb	0,001	0,0065

Таблица 43

Содержание элементов-примесей в сфене (в%)

Элементы	F-редкоземельная руда	Редкометальный пегматит
TR ₂ O ₃	2,0	2,49
Ce	45,25	46,45
La	15,10	18,00
Pr	8,25	6,80
Nd	22,90	20,85
Sm	3,25	2,80
Eu	0,30	0,35
Gd	2,00	2,20
Tb	0,22	0,20
Dy	1,30	1,30
Ho	0,15	0,05
Er	0,50	0,60
Yb	0,40	0,40
Al	3,0	1,0
Mg	0,3	0,1
Fe	3,0	1,5
Mn	0,03	0,01
Ni	0,001	0,003
V	0,001	0,01
Zr	0,01	0,003
Nb ₂ O ₅	0,15	0,50
Cu	0,001	
Pb	не обн.	0,01
Sn	не обн.	0,003
Ga	0,001	

Таблица 44

Состав меланита по данным химических, спектральных, рентгеноспектральных анализов

Окислы и элементы	Содержание в вес. %
SiO ₂	32,61
CaO	31,45
Fe ₂ O ₃	18,53
FeO	2,81
Al ₂ O ₃	7,13
TiO ₂	2,62
MnO	2,08
MgO	0,83
Na ₂ O	0,34
K ₂ O	0,08
H ₂ O	0,56
TR ₂ O ₃	0,55
Ce	2,77
La	2,7
Pr	2,7
Nd	4,8
Su	4,6
Eu	0,6
Gd	5,7
Tb	0,7
Dy	6,0
Ho	0,8
Er	5,2
Tu	0,9
Ib	6,7
Au	0,9
Ni	4,8
V	0,001
Zr	0,003
Cu	0,01
Pb	0,001
Ag	0,01
Sb	0,001
Zn	0,006
Ga	0,001
Sr	0,001
Ba	0,01
	0,03

в % от $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3 = 100\%$

В таблице использованы также данные Г. Е. Кочиняна (1975).

и обыкновенный (до 1% железа).

Меланит связан с Al-редкометалльными (нефелиновые сиениты) и редкометалльными пегматитами, в которых он образует

Состав флюорита из различных таракенетических ассоциаций и месторождений существенно разный (табл. 42). В нем значительные концентрации образует группа редкоземельных элементов (0,32—0,45%) и в особенности цериевая подгруппа. Сумма Се и Y в среднем составляет около 5% от общего содержания TR, затем идут Nd (в среднем 17—18%), Gd в среднем 4,5%) и другие элементы. Спектральным анализом в флюорите установлены небольшие содержания P, Ti, Cr, Cu, Pb, Be, наличие части которых, по-видимому, следует объяснять механическими включениями соответствующих минералов.

Сфен образует концентрации в рудах Al-редкометалльных месторождений (нефелиновых сиенитах) и в редкометалльных пегматитах. Представлен вкрапленностью хорошо образованных клиновидных кристаллов размером до 9—10 мм. Количество сфена в обогащенных нефелином сиенитах достигает 1%, особенно им богаты приконтактовые зоны со щелочными порфирами. Г. Е. Кочинян (1975) выделил также сфен-роговообманковые прожилки мощностью до 2—3 см, они по времени образования являются более поздними, пересекают редкометалльные пегматиты. В составе сфена установлены редкие земл, ниобий и другие элементы (табл. 43). Г. Е. Кочинян выделил две разновидности сфена—электромагнитный, богатый железом (>1%),

вкрапленность, гнезда, жилы, прожилки. Местами содержание его достигает 15—20%. В большинстве случаев представлен бочкообразными кристаллами черного цвета размером до 5 см. характерна ассоциация с роговой обманкой, полевыми шпатами, сфеном и другими минералами.

В составе минерала значительные концентрации образуют редкоземельные элементы, представленные главным образом иттриевой подгруппой (табл. 44).

Ортит наиболее значительные скопления, достигающие 0,07%, связаны с F-редкоземельными рудами, в особенности участка Лагерный, где он представлен таблитчатыми кристаллами. Особый интерес представляют россыпи ортита вблизи села Гамзачиман, где автором собраны и изучены кристаллы размером 2—3 см. В составе ортита, по данным И. Г. Магакьяна и Б. М. Мелксетяна (1972), содержание TR превышает 20%, причем преобладает цериевая группа: Ce—57,5, La—31, Pr—3, Nd—8,15, Sm—0,4%. В ортите постоянно присутствуют также Nb, Sc, Th, Be.

5. Жильные минералы

Роль жильных минералов в рудах различных месторождений существенно разная. Для собственно-магматических месторождений они почти никакой роли не играют, в других генетических группах от пегматитовой к гидротермальным роль жильных минералов возрастает, увеличивается их видовой состав. Группу жильных минералов рассматриваемых рудных месторождений составляют кварц, кальцит, барит, гипс, ангидрит, родонит, магнетит, родохрозит, сидерит, доломит, анкерит, манганокальцит, арагонит. Большинство из них установлено в небольшом количестве в рудах отдельных месторождений. Сравнительно широко и разнообразно проявлены кварц, кальцит и барит.

6. Типоморфизм и конвергенция минералов

Одной из важнейших задач генетической минералогии является выявление типовых минералов вообще и типовых особенностей конвергентных минералов в частности. Приведенная выше характеристика минералов руд показывает, что конвергенция является одной из наиболее характерных особенностей эндогенного минерогенеза зоны, где отчетливо проявлена конвергенция как первого, так и второго порядков.

Конвергенция первого порядка. Интересна конвергенция самородного золота, которое, как было показано выше, образуется как в эндогенных, так и в экзогенных условиях. Диапазон колебания температуры и давления в эндогенных ус-

ловиях, судя по парагенезисам ассоциирующих с ним минералов, весьма велик: от высокотемпературных до низкотемпературных, от значительных глубин до близповерхностных. В экзогенных условиях самородное золото образуется в низкотемпературных условиях, при низком давлении. Таким образом, конвергенция самородного золота в рудных месторождениях рассматриваемой зоны относится к первому порядку в широких диапазонах колебаний термодинамических условий.

Конвергенция первого порядка характерна также для самородной серы. Она образуется из эксгалляций в связи с формированием месторождения самородной серы (с убогосульфидной минерализацией) и в результате разложения сульфидных минералов в зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения сульфидных месторождений. Однако образование серы происходит при атмосферном или близком к нему давлении при сравнительно низких температурах, поэтому конвергенцию самородной серы следует отнести ко второму порядку.

К конвергенции первого порядка в сравнительно узком диапазоне термодинамических условий относится образование халькозина, борнита, ковеллина, гематита, самородного серебра и ряда других минералов.

Конвергенция второго порядка. Значительная часть охарактеризованных выше рудных и жильных минералов обладает конвергенцией второго порядка. Образование их происходит от собственно-магматических и пегматитовых условий до гидротермальных, от умеренно глубинных до близповерхностных, от наземных до подводных условий. В табл. 45 приведены некоторые наиболее характерные конвергентные минералы из рудных месторождений.

Выяснение специфических особенностей конвергентных минералов из различных генетических типов месторождений и парагенетических ассоциаций минералов имеет важное значение для расширения наших представлений о типоморфизме минералов вообще и о типоморфных особенностях конвергентных минералов в частности.

Типоморфные особенности рассмотренных выше минералов можно объединить в следующие четыре группы—состав, структура, морфология и физические свойства. Все они находятся в зависимости друг от друга, но особенно велико влияние изменений состава на структуру, физические свойства и морфологию минералов.

Приведенное выше описание минералов показывает, что для всех в той или иной степени характерны вариации состава. У преобладающего большинства эти вариации вызваны различной концентрацией и набором элементов-примесей, у других ми-

нералов они обусловлены не только и не столько элементами-примесями, сколько образованием твердых растворов. Но независимо от своего характера эти вариации являются функцией от условий их образования (концентрация элемента в растворах, Eh, pH среды, t, p, скорость падения t и т. д.). Последние, обуславливая валентное состояние элементов, по существу определяют расположение их в кристаллической решетке минералов, способы компенсации заряда, точечные дефекты в структуре, которые в свою очередь влияют на окраску, люминесценцию, отражательную способность, электропроводность, твердость и т. д. (Бершов, Марфунин, 1972).

О типоморфном значении элементов-примесей в самородном золоте было отмечено выше. Важное типоморфное значение имеет ренийность молибденитов. Исследованием С. М. Баситовой установлено, что с понижением температуры рудообразования концентрация Re в молибдените возрастает. Эта закономерность, согласно исследованиям А. С. Фарамазяна (1974), отчетливо проявлена и в рудах рассматриваемых формаций. Наиболее высокие содержания рения (1,22—1,88%) установлены в молибдените из вулканогенных месторождений, затем идут полиметаллические, плутоногенно-гидротермальные медно-молибденовые, наконец, скарновые медно-молибденовые месторождения.

Структурные особенности минералов и, в частности, образование тех или иных политипов имеет определенное типоморфное значение. Так, например, образование гексагональных политипов сфалерита характерно для сравнительно низкотемпературных образований, тогда как сравнительно высокотемпературный сернистый цинк представлен тригональными политипами (Ф. В. Чухров).

Определение политипов молибденита—2H (гексагонального) и 3R (тригонального), по Ф. В. Чухрову и др. (1968), зависит от скорости падения температуры. Медленное падение температуры считается благоприятным условием для образования тригонального политипа. По Э. Х. Хуршудян (1966) и А. С. Фарамазяну (1972), на образование политипа 3R косвенным образом влияет высокая концентрация Re в растворе.

Физические свойства минералов (твердость, окраска, люминесценция и т. д.) имеют важное типоморфное значение, ибо они отчетливо реагируют на условия образования минералов. По С. П. Лебедевой (1972), твердость (микротвердость) магнетита из собственно-магматических месторождений (Сваранц, Камакар) значительно выше (460—642 кг/мм²), чем из скарновых (Раздан и др.) и гидротермальных (Абовян) месторождений. Окраска флюорита из собственно-магматических (Al-редкометаль-

ная), пегматитовых и гидротермальных месторождений совершенно разная. Отражательная способность и цвет самородного золота и ряда других минералов в зависимости от температурных условий образования самые разные. Чем выше температура образования, тем ниже R и гуще окраска, с понижением температуры отражательная способность возрастает, окраска бледнеет. Все эти особенности минералов, естественно, обусловлены составом минералов и поэтому вместе с ним слагают комплекс типоморфных особенностей.

Морфология, форма кристаллических выделений, размер зерен большинства описанных выше минералов находятся в зависимости от условий минералообразования. Типоморфное значение кристалломорфологии минералов обусловлено зависимостью облика кристаллов от Eh , ph рудообразующих растворов, их пересыщенностью соответствующими компонентами. Но, к сожалению, определения этой зависимости пока не вышли за рамки качественных оценок и, что особенно важно, эти оценки не всегда однозначны.

То же самое касается и типоморфного значения сосуществующих минералов или парагенетических ассоциаций минералов. Наряду со многими «сквозными» парагенезисами минералов в рассмотренных нами рудных месторождениях установлены такие, проявления которых свидетельствуют о строго определенных условиях Eh , ph растворов и насыщенности последних определенными компонентами. Так, например, образование реньерит-германит-борнит-теннантитовой парагенетической ассоциации минералов свидетельствует о восстановительных условиях растворов и их насыщенности Ge , Cu , As и сравнительно низком парциальном давлении серы. Или же образование сילванит-гессит-петцит-калаверит, алтаит-гессит-петцит-теллуrowисмутит равновесных парагенетических ассоциаций свидетельствует о насыщенности растворов теллуrom при умеренной концентрации Au , Ag , а также Pb и Bi . Но наряду с этим нередко с отмеченными теллуридами ассоциируют самородные золото или теллур, что свидетельствует о преобладании концентрации Au над теллуrom или наоборот. Но для всех этих ассоциаций характерно низкое парциальное давление S , сравнительно небольшое значение Eh и ph среды.

IV. Закономерности распределения и формы нахождения рудных, благородных и редких элементов в рудах

Железо является одним из главнейших элементов руд ряда рудных месторождений зоны. Его минералы широко развиты в рудах как железорудных, сульфидных, так и марганцевых месторождений. Рудообразовательный процесс большинства из них начинается с выпадения минералов Fe, представленных кислородными и сульфидными соединениями. Важное практическое значение имеет магнетит, широко распространены его сульфиды—пирит, халькопирит, марказит, борнит, арсенопирит, пирротин и др.

В течение эволюции рудообразовательного процесса роль Fe в разрезе отдельных стадий и всего цикла геосинклинального развития постепенно уменьшается, собственно-железорудные месторождения сменяются железосодержащими, а последние в свою очередь—безжелезными (ртутная), одновременно происходит смена подкоровых руд (Ti, Fe ранней стадии) ювенильно-коровыми (скарновые Fe руды раннеорогенной стадии), коровыми (метаморфогенные Fe, гидротермальные Fe орогенных стадий), богатых Fe минералов—маложелезистыми. От ранних к поздним парагенетическим ассоциациям наряду с уменьшением концентрации железа возрастает относительная роль его двухвалентных катионов.

Медь относится к числу главнейших рудообразующих и сквозных элементов, имеющих неравномерное распределение в пределах зоны. Основные концентрации ее образуются в ранних и средних стадиях геосинклинального развития, в средних и поздних стадиях минерализации—после образования основных концентраций железа. По сравнению с последним Cu характеризуется значительно меньшей предположительностью привноса. Для преобладающего большинства месторождений Cu в своей основной массе имеет подкоровое происхождение и лишь небольшая часть, по-видимому, ремобилизуется из зон палингенеза и гранитизации. Для Cu характерно большое разнообразие минеральных форм: это главным образом сернистые соединения, представленные Cu—Fe, Cu—As, Cu—Bi и значительно меньше Cu—Fe—Ge, Cu—Pb—Sb сульфосолями и простыми сульфидами. Из всех минеральных видов сульфиды и, в особенности, халькопирит резко превалируют над всеми остальными минеральными видами. Он в том или ином количестве присутствует в составе преобладающего большинства рудных образований зоны, а в Cu—Mo, Au—полиметаллических и Au—Te-полиметаллических месторожде-

ниях образуется почти во всех основных стадиях минерализации. Остальные минеральные виды Cu имеют несравненно меньшее распространение главным образом в более поздних стадиях. Так, например, Cu—Fe—Ge минералы присутствуют только в рудах Cu—As стадии, Cu—Bi —в медноколчеданной, полиметаллической и Cu—As стадиях минерализации. В преобладающем большинстве отмеченных минералов Cu представлен одновалентными и лишь небольшая часть—двухвалентными катионами. В зоне окисления она выпадает, главным образом, в виде окислов, гидроокислов (куприт, тенорит, азурит, малахит) и самородной меди.

Молибден относится к числу важнейших элементов рудяда рудных месторождений зоны, основные концентрации его связаны с Cu—Mo , а также пегматитовыми, скарновыми Cu—Mo , Мо-полиметаллы-редкометалльными, вулканогенными Re—Mo и Re—Cu—Mo месторождениями.

В целом в пределах рассматриваемой зоны и прилегающих частей Малого Кавказа выделяются пять возрастных групп рудных месторождений, в которых молибден является основным рудообразующим элементом: 1) доверхнемеловая ($\text{I}_3\text{—C}_7$)—Шиках, Техут, Анкаван (частично); 2) верхнеэоценовая—Агарах, Айгедзор; 3) нижнеолигоценовая (Анкаван); 4) нижнемиоценовая—Каджаран, Дастакерт, Джиндара; 5) миоплиоценовая—Варденис, Элпин. Небольшие концентрации Mo связаны также с полиметаллическими и Au -полиметаллическими месторождениями. В целом почти все рудные месторождения зоны заряжены Mo .

Несмотря на то, что Mo очень часто ассоциирует с Cu , тем не менее трудно отметить сколько-нибудь отчетливо проявленную зависимость концентраций этих двух элементов (рис. 99). Скорее наоборот, считается (Твалчрелидзе, 1972, 1977), что в отличие от Cu , Mo имеет коровое происхождение и «...служит, по-видимому, вестником глубинных процессов анатексиса и палингенеза в породах фундамента». Молибденовые месторождения очень характерны для орогенных стадий, а для других стадий геосинклинального развития характерны небольшие вулканогенные или плутоногенные месторождения молибдена.

В большинстве случаев Mo представлен четырехвалентными катионами, слагающими молибденит, в рудах Мо-полиметаллы-редкометалльных месторождений представлен в основном иордитом, а молибденит почти полностью отсутствует. Между тем содержание Mo в среднем по рудным зонам составляет 0,042%, что очень близко, а в отдельных случаях даже выше среднего содержания Mo в рудных зонах Cu—Mo месторождений. Отсутствие молибденита, с одной стороны, и наличие положительной корреляционной зависимости между Mo и другими элементами—

с другой, дают основание предполагать его наличие здесь в виде молибдатов или других сложных соединений, в которых Мо в виде примеси (изоморфной и др.) присутствует во многих сульфидных и других минералах. Количество примеси его колеблется в широких пределах.

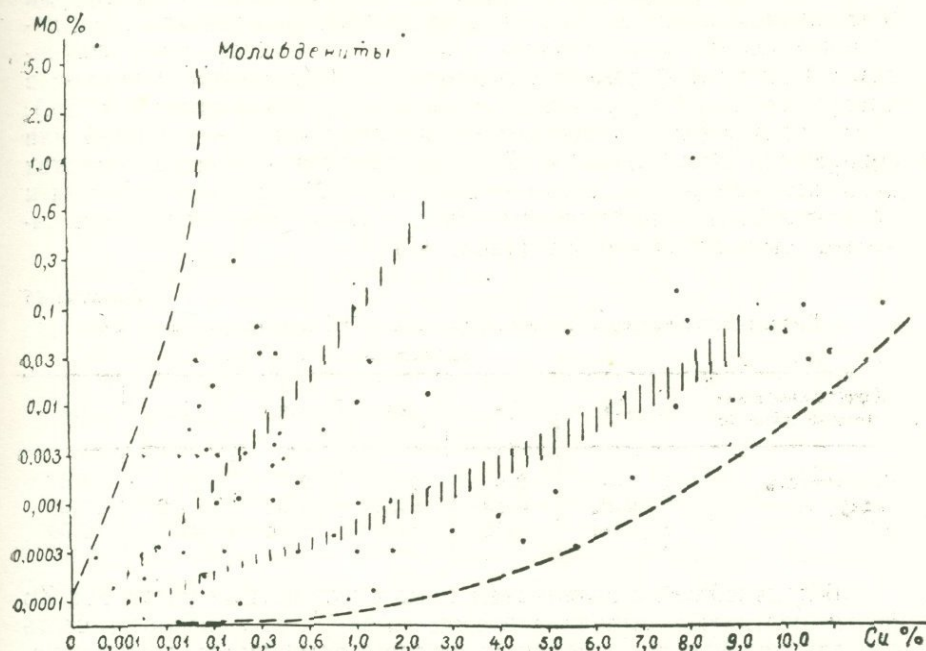


Рис. 99. Характер зависимости содержания молибдена от меди в рудах и минералах из различных рудных месторождений Памбак-Зангезурской зоны

Время минерализации и парагенетические ассоциации различных форм Мо существенно разные. Молибденит является продуктом наиболее ранних стадий минерализации и ассоциирует преимущественно с S, Re, Se, Cu, Fe, тогда как с образованием иордизита и молибдатов замыкается общий процесс эндогенного рудообразования.

В зоне окисления Мо образует сернокислый окисел ($2\text{MoO}_2\text{S}_3$) (Долуханова, 1958) и молибденовую кислоту (H_2Mo_4) в кислой среде ($\text{pH}=3$), в присутствии Fe^{3+} образуется ферримоллибдит, а в присутствии Ca^{2+} — повеллит (Фарамазян, 1974).

Цинк является главнейшим рудообразующим элементом полиметаллических и золоторудных месторождений, небольшие

концентрации образует также в рудах Си—Мо, скарновых железорудных, марганцевых и других месторождений. Он является характерным компонентом руд как собственно-геосинклинальной, так и раннеорогенной стадий развития зоны. В процессе эндогенного рудообразования привнос Zn от ранних к поздним стадиям и этапам минерализации возрастает, достигая своего максимума в полиметаллическую стадию, в продуктах которой его концентрация в большинстве случаев превалирует над другими элементами. При этом форма нахождения его существенно меняется: в продуктах наиболее ранних стадий и этапов (скарновый и др.), когда роль серы в рудоносных растворах была ничтожной или совершенно отсутствовала, Zn рассеивается в кристаллических решетках минералов двухвалентного Fe и Mn, ионные радиусы и энергетические коэффициенты (ЭК) которых очень близки к таковым двухвалентного Zn (табл. 46).

Таблица 46

Валентность, размеры ионных радиусов и ЭК ассоциирующих с Zn элементов

Кристаллохимические данные	Ga	Fe	Zn	Mn	In	Cd
Валентность	3+	2+	2+	2+	3+	2+
Радиус иона	0,62	0,83	0,83	0,91	0,92	1,03
ЭК	5,41	2,12	2,20	2,00	4,35	2,00

В дальнейшем с появлением серы в рудоносных растворах Zn почти полностью выпадает в виде сфалерита, в котором часть его двухвалентных катионов изоморфно замещается двухвалентными катионами железа (до 5—6%), кадмия (до 3%) и очень мало Ga, Ge, In.

Свинец относится к числу главнейших рудообразующих элементов полиметаллических и золоторудных месторождений. Особенно богаты им руды раннеорогенных месторождений, в них он образует почти мономинеральные свинцовые руды—свинчаки (Гюмушхана, Газма и др.).

Время привноса Pb почти полностью совпадает с таковым Zn, но в отличие от него выпадает при более низкой температуре, что обуславливает зональность их распределения и выражена в некотором увеличении относительной концентрации Pb на верхних горизонтах месторождений. Значительная часть его привносится в сульфоантимонитовую и золото-теллутовую стадии, в продуктах которых концентрация Zn несравненно ниже.

Склонность Pb к халькофильности обуславливает его выпадение главным образом в виде сульфида (галенит), значительная часть его представлена сульфосолями (буланжерит, плагионит, геокронит, семсеит, бурнонит и др.) и теллуридом (алтант). Выпадение сульфосолей и алтанта, как правило, происходит после образования сульфидов, в том числе и галенита, в конце полиметаллической, сульфоантимонитовой и золото-теллуровой стадий.

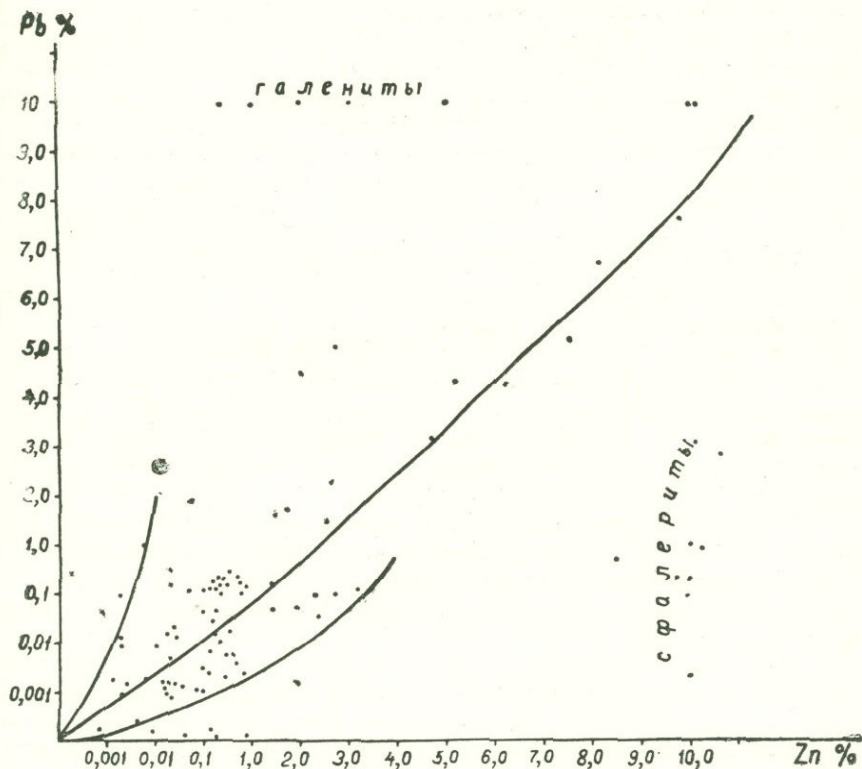


Рис. 100. Зависимость содержаний свинца от цинка в рудах и минералах из различных рудных формаций

Для Pb характерен парагенезис с минералами Zn, Cu, Sb, Ag, Au, Bi, Hg, а также с As и Fe. Из этих элементов наиболее тесна связь с Zn. Устанавливается отчетливо проявленная положительная корреляционная связь между этими двумя элементами (рис. 100). Элементы-примеси, устанавливаемые в составе минералов свинца, в основном те же самые и в своей основной массе представлены в виде механических примесей собственных ми-

нералов. Другая часть их изоморфно замещает как свинец (Bi, Ag), так и сурьму (As), серу (Se, Te). При этом степень концентрации Se и Te в галените находится в зависимости от Bi и Ag, что Н. В. Нечелюстов и др. (1963) объясняют сравнительной легкостью одновременного замещения катионной и анионной части минерала.

Сурьма промышленные концентрации образует в рудах Au—Sb-полиметаллических месторождений, им богаты также руды Mo-полиметаллы-редкометалльных месторождений. В рудах других месторождений содержание Sb в большинстве случаев не превышает тысячных долей процента и только в некоторых типах руд золоторудных и полиметаллических месторождений достигает сотых и более долей процента. Интересны в отношении концентрации сурьмы Cu—As и полиметаллические руды Шакарсарского участка Мерградзорского месторождения. Одноименные руды правобережных участков Мерградзорского рудного поля содержат значительно меньше Sb.

В процессе эндогенного рудообразования концентрация Sb в рудоносных растворах постепенно возрастает, достигая своего максимума в средних и поздних стадиях минерализации. Полученные данные показывают, что хотя максимальные концентрации Sb часто приурочиваются к такому As (рис. 101), тем не менее Sb проявляет большее стремление накапливаться в низкотемпературных гидротермальных растворах, чем As. Этим, в частности, объясняется уменьшение значения As:Sb в полиметаллических и Au-теллурических стадиях. В Cu—As рудах Мерградзора это соотношение составляет 15:1, а в полиметаллических и Au—Te оно достигает 2,5—3:1. Для Анкаванского рудного поля эта рация еще больше и соответственно составляет 141:1—1:1.

В своей основной массе Sb входит в состав сернистых соединений, в которых представлена главным образом трехвалентными катионами. Наиболее широкое распространение имеет тетраэдрит, который, однако, встречается в виде сравнительно небольших (очень часто микроскопических) скоплений в полиметаллических и сульфоантимонитовых стадиях минерализации. Возрастные взаимоотношения тетраэдрита с ассоциирующими с ним минералами такие же, что и у теннантита, т. е. он является одним из наиболее поздно выпадающих минералов. Значительная часть Sb представлена антимонитом и сульфоантимонитом, которые в отличие от тетраэдрита имеют меньшее распространение, но образуют сравнительно большие скопления (Азатек).

Минералы Sb существенно отличаются друг от друга своими парагенетическими ассоциациями. Так, например, для тетраэдрита характерна ассоциация главным образом с минералами As, Zn,

Pb, Cu, Sb, кроме того, он является характерной составной частью богатых Bi, Te, Ag, Au, Hg руд. В отличие от этого антимонит образует ассоциации с сульфоантимонитами и почти мономинеральные скопления в виде прожилков, жил, гнезд, вкрапленности.

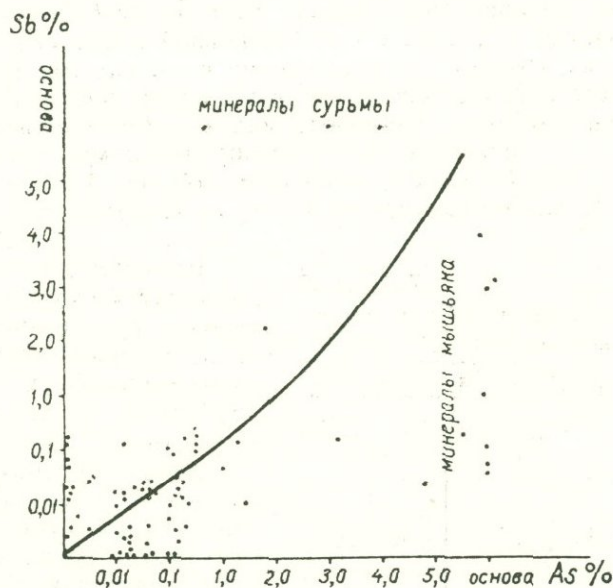


Рис. 101. Зависимость содержаний сурьмы от мышьяка в рудах и минералах

Титан является главным и единственным рудообразующим элементом рутилоносных сланцев (содержание TiO_2 в среднем 2,6%), где он имеет коровое происхождение, кроме того, образует повышенные концентрации в титаномagnetитовых рудах в качестве одного из важнейших элементов-примесей (TiO_2 —1,0—3,5%) ювенильного (подкорового) происхождения. Сравнительно небольшие концентрации Ti (0,3—0,5% TiO_2) связаны также с Al-редкометалльными, апатит-магнетитовыми и скарновыми железорудными месторождениями, в которых он, по-видимому, имеет ювенильно-поровое происхождение.

Из руд собственномагматических титаномagnetитовых месторождений особенно богаты Ti массивные магнетитовые руды. При переходе от редковкрапленных к массивным магнетитовым

рудам содержание TiO_2 возрастает почти в пять раз, значения же $Fe:Ti$ возрастают в два раза (табл. 47). Это обусловлено увеличением роли Ti в остаточных порциях кристаллизации рудного расплава (позднемагматическая стадия). В других железорудных месторождениях максимальные концентрации Ti связаны с магнетитом, но корреляции между Fe и Ti не наблюдается. В метаморфогенных рудах он в своей основной массе связан с рутилом. В рудах, связанных с щелочными комплексами, Ti в своей основной массе образует собственные минералы и, в особенности, сфен, ильменомagnetит, ильменит, анатаз. Значительная часть его связана с темноцветными порообразующими минералами: амфиболами (до 3%), эгирин-авгитом (более 1%), биотитом (около 1.0%), алюмосиликатами (десятые и сотые доли процента).

Таблица 47

Отношение содержаний Fe и Ti в титаномагнетитовых рудах

Наименование проб и месторождений	Содержание в %		
	Fe	Ti	Fe/Ti
Редковкрапленная руда			
Сваранц	20,0	0,50	40
Камакар	21,2	0,80	26,5
Густовкрапленная руда			
Сваранц	31,0	0,95	32,6
Камакар	24,1	1,0	24,1
Массивная руда			
Сваранц	53,4	3,05	12,8
Камакар	44,5	2,90	17,5

В целом для собственныхмагматических и пегматитовых руд устанавливается постепенное возрастание содержания Ti к поздним продуктам и генерациям минералов.

В железорудных месторождениях условия образования ильменита и магнетита почти совпадают, что очень часто приводит к образованию их твердого раствора, который в зависимости от скорости падения температуры распадается на ильменит и магнетит-

ильменомagnetит (при медленном охлаждении) или сохраняется в нем, образуя титаномагнетит (при быстром охлаждении).

Независимо от минеральной формы Ti представлен в виде Ti^{4+} , которые гетеровалентно замещают Fe^{3+} либо Si^{4+} и в свою очередь замещаются Ta , Nb . При гетеровалентном изоморфизме компенсацию валентностей осуществляют Mn^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} и другие катионы.

Марганец является главнейшим рудообразующим элементом эксгальционно-осадочных Мп месторождений, в которых он образует минеральные ассоциации, состоящие из пиролюзит-полианита, псиломелана, браунита и других минералов. В штуфных пробах концентрация Мп достигает 25—32%. В других формациях он играет роль второстепенной примеси с значительными

пределами колебания концентраций. Формы нахождения Mn в рудах различных месторождений разные: в собственномагматических месторождениях преобладает изоморфная (замещает Fe^{2+}), в скарновых и гидротермальных образует также собственные минералы—спессартин, пиролюзит-полианит, псиломелан, родохрозит, браунит, алабандин и др.

В титаномагнетитовых рудах, связанных с породами ультраосновного—основного ряда, содержание Mn, по данным Г. Б. Межлумяна (1974), от рудовмещающих габброидов к редковкрапленным, средне-, густовкрапленным и массивным титаномагнетитовым рудам возрастает от 0,008 до 0,03 %, хотя при переходе от ультраосновных пород к габброидам содержание его уменьшается (от 0,34 до 0,13 % MnO). Здесь его собственные минералы отсутствуют, поэтому можно считать, что он целиком входит в состав магнетита и других железистых минералов, замещая двухвалентные катионы Fe.

В рудах апатит-магнетитовых месторождений основная масса Mn связана с минералами Ca—кальцитом, доломитом, сидеритом, актинолитом и апатитом.

Алюминий является главнейшим рудообразующим элементом Al-редкометалльных (нефелиновых сиенитов) руд, в которых содержание Al_2O_3 достигает 22,5—23 % и входит в состав, главным образом, нефелина.

Алюминийсодержащие рудные месторождения являются образованиями раннеорогенной стадии, связанными с процессами палингенеза и анатексиса.

В других месторождениях зоны Al входит в состав гидротермальных метасоматитов, андалузитовых вторичных кварцитов, алунитовых пород, анортозитов, бокситоподобных пород, в которых Al в своей основной массе представлен собственными минералами: андалузитом, алунином, каолинитом, серицитом, силлиманитом. В их составе установлены повышенные концентрации: Zr, Ti (до 1 %), Hf (до 0,3 %), Ga, Co, Cu, Pb, Zn (до 0,01 %), Ge (до 0,003 %), Y, Yb (до 0,001 %).

Фосфор—рудообразующий элемент апатит-магнетитовых месторождений, среднее содержание P_2O_5 в рудах Абовянского месторождения составляет 0,7 %. Повышенные концентрации P связаны также с рудами Камакарского (0,27 %) и Ахавнадзорского (0,15 %) железорудных месторождений. Во всех этих случаях P представлен, главным образом апатитом, в рудах Абовянского месторождения, кроме того, значительную роль играет франколит— $\text{Ca}_5\text{P}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Коэффициенты корреляции между P_2O_5 , с одной стороны, и CaO, Fe_2O_3 —с другой, рассчитанные Л. Б. Саруханян для различных типов руд Абовянского месторождения, ока-

зались разными, что объясняется различными источниками, разновременным привносом и отложением этих компонентов.

Источником фосфора для титаномagnetитовых месторождений вероятнее всего является ювенильная базальтоидная магма, для вулканогенных апатит-магнетитовых месторождений наряду с подкоровым источником, по-видимому, значительную роль играют процессы ремобилизации Р из осадочных пород.

Ртуть—главнейший рудообразующий элемент ртутных месторождений, связанных с кислым магматизмом орогенных стадий. В этих месторождениях концентрация Hg в отдельных пробах достигает 0,1—1%, в ртутьсодержащих формациях наиболее высокие концентрации Hg (0,01%) установлены в Au—Sb-полиметаллических и полиметаллических рудах. В других месторождениях это содержание почти не превышает 0,001%. Основной формой проявления Hg является киноварь и отчасти метациннабарит. Содержание ее в рудных минералах обычно не превышает десятитысячные доли процента и редко достигает тысячных (сфалерит, галенит, самородное золото) и сотых (блеклая руда) долей процента. Наиболее богатые Hg генерации этих минералов относятся к сравнительно низкотемпературным ассоциациям.

Привнос основных концентраций Hg происходит в конце собственно-рудообразовательного процесса, в сравнительно низкотемпературных условиях. Этим обусловлена сравнительно повышенная концентрация ее в рудах Au—Te стадии Меградзорского месторождения и образование ее теллурида—колорадоита. Как в сульфидах и сульфосолях, так и в теллуриде она представлена двухвалентными катионами (Hg^{2+}), ассоциирующими с Au, Ag, Te, Sb, As, Pb, Zn.

Сера является основной составной частью большинства рассматриваемых рудных месторождений. В процессе эндогенного рудообразования привнос S происходит несколько позже основной части Fe, но продолжительность ее привноса превалирует над всеми рудообразующими элементами. Начиная с конца скарнового этапа и в течение всего гидротермального этапа она является основной составной частью рудоносных растворов. Выделение ее происходит в самых различных условиях щелочности-кислотности растворов и при значительном колебании окислительно-восстановительного потенциала среды. В зависимости от последних S выпадает в виде S^{2-} , $(\text{S}_2)^{2-}$, S^0 , S^{6+} в составе сульфидов, сульфосолей, теллуридов и в самородной форме. Значительная часть S представлена двухвалентными анионами (S^{2-}), слагающими сульфиды Pb, Zn, Mo, Cu, Fe, Hg, Mn, Bi, в которых она слагает комплексные анионы типа $(\text{Me})^{3-}$ или (MeS_4) .

Сравнительно небольшая часть S представлена комплексными анионами $(S_2)^{2-}$, представляющими собой спаренные ионы S^{2-} , с общей для обоих наружной электронной оболочкой (пирит, марказит, ковеллин) или нейтральными атомами S^0 (самородная сера) и шестивалентными катионами S^{6+} (барит).

Мышььяк является одним из наиболее широко распространенных элементов, хотя по своей концентрации (абсолютной и относительной) значительно уступает другим рассмотренным выше элементам. Наиболее значительные концентрации As связаны с рудами As-полиметаллических месторождений. Привносится главным образом в средних и поздних стадиях минерализации гидротермального этапа (арсенопиритовая, медно-мышьяковая, мышьяковая), после образования основных концентраций Fe, Mo, Cu. Значительная часть его привносится с растворами полиметаллических стадий совместно с Pb и Zn.

В своей основной массе As входит в состав Cu—As—S сульфосолей (главным образом теннантита и энаргита). Значительную роль играют сульфиды: аурипигмент, реальгар, сульфоарсениды и арсениды: Fe, Co, Ni, в которых As находится в состоянии различной степени окисления.

Наличие значительных концентраций S в преобладающем большинстве рассмотренных руд обуславливает сравнительно высокий окислительный потенциал среды и преобладание сульфидов и сульфосолей над сульфоарсенидами и арсенидами. Теннантит в том или ином количестве присутствует в рудах большинства гидротермальных месторождений, наиболее значительные скопления сульфосолей приурочены к Cu—As, полиметаллическим и сульфоантимонитовым рудам, в которых они тесно ассоциируют с сернистыми соединениями Cu, Pb, Zn, Fe, Sb, Ge, Tl, теллуридами, самородными элементами. Во времени образования теннантит обычно является более поздним, чем энаргит и преобладающее большинство сульфидов. Сравнительно небольшая часть теннантита связана с полиметаллическими и другими рудами. Здесь его выпадение иногда продолжается после образования основной части сульфидов (в том числе галенита) и даже теллуридов и самородного золота.

Анионная форма As (в составе арсенопирита) имеет несравненно меньшее распространение, наибольшие скопления установлены в рудах Тей-Личкваского и Азатекского месторождений. В небольшом количестве арсенопирит установлен в рудах Сарнахпурского участка. В пределах зоны проявлена тесная геохимическая связь между As, с одной стороны, и Au, Ge, Tl—с другой, мышьяковые руды обычно богаты этими элементами.

Золото является составной частью многих рудных место-

рождений зоны, детально изучено Ш. О. Амиряном. Особенно важную роль играет Au в рудах золоторудных месторождений, значительной золотоносностью характеризуется также группа вулканогенных, колчеданных и в особенности колчеданно-полиметаллических руд, затем идут Cu—Mo, Au-кварцевые, метаморфогенные кварц-золоторудные и другие месторождения.

Сравнительно богаты Au те руды, которые развиты в блоках с приподнятым фундаментом (Памбакский и Мегринский рудные районы). Внутри последних золоторудные месторождения приурочены к стыкам наиболее опущенных блоков.

Распределение Au неравномерное как в пространстве, так и во времени. Наиболее богатые им руды обычно являются продуктами раннеорогенных, отчасти собственногеосинклинальных стадий.

Источник рудного вещества в рудах различных стадий геосинклинального развития разный: коровый—в метаморфогенных, корово-ювенильный—в орогенных и подкоровый—в собственногеосинклинальных (колчеданных) месторождениях. Наиболее богаты Au последние стадии минерализации (Cu—As, полиметаллическая, арсенопиритовая, Au—Te). В процессе рудообразования существенно меняется форма проявления Au: в продуктах наиболее ранних стадий оно находится главным образом в тонкодисперсном состоянии и обычными методами микроскопического исследования не обнаруживается; в поздних, сравнительно низкотемпературных стадиях, наоборот, оно в своей основной массе выпадает в виде самородного золота и теллуридов. При этом его теллуристые соединения образуются начиная от Cu и Cu—As стадий. Форма нахождения Au находится в зависимости от содержания Te и других ассоциирующих с ним элементов. Так, например, при высокой концентрации Te золото выпадает главным образом в виде теллуридов. Это приводит к некоторому пространственному обособлению основных скоплений теллуридов и самородного золота.

Образование теллуридов Au происходит до выпадения самородного золота, они образуются не только путем кристаллизации из растворов, но и в результате параморфного превращения петцита в гессит. В преобладающем большинстве случаев самородное золото приурочивается к микротрещинкам и раздробленным зонам в пирите и других сульфидах и сульфосолях. Другая часть его образует ангедральные выделения в полях сульфидов, в том числе и наиболее ранних, что дает основание предполагать привнос Au совместно с главнейшими рудообразующими элементами: Fe, Cu, Pb, Zn, As, Sb. Ассоциация Au наиболее тесна с Ag, As, Pb, Zn, Sb, Te. Как правило, высокие и повышен-

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ПАМБАК-ЗАНГЕЗУРСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАСА

Генетическая группа		Собитам		Пегмат		Скарновая		Плутоногенно		Гидротермальная		Вулканогенная		Метаморфическая						
ФОРМАЦИЯ	Al-Mn-Fe	Fe	Cu-Mo	Cu-Mo	Au-полимет.	Au-Ten.	As-Sn	Полиметаллическая	As-Au-Fe	F-TR	Cu	Ag	Cu-Fe	Au	Hg	Mn	S	Ti	Q-Au	Fe-Q
Месторождения и рудопроявления																				
Минералы и химические элементы																				
Самородное золото																				
Самородное серебро																				
Самородный теллур																				
Самородная медь																				
Самородное железо																				
Самородная сера																				
Гессит																				
Легит																				
Силванит																				
Арсенит																				
Калькит																				
Натрит																				
Тетраэдит																				
Теллуросмугит																				
Мозлит																				
Аптит																				
Халькозин																				
Неодигенит																				
Канит																				
Аргентит																				
Штропхерит																				
Яннат																				
Борнит																				
Борнит-борнит																				
Малахит																				
Сфалерит																				
Халькопирит																				
Теннантит																				
Тетраэдит																				
Германит																				
Ренжерит																				
Знабит																				
Пирит																				
Пиритин																				
Никелит																				
Миллерит																				
Нибнит																				
Азбестит																				
Галенит																				
Миделит																				
Арма																				
Матильдит																				
Питерит																				
Мителит-миделит																				
Онофрит																				
Повелит																				
Антимонит																				
Висмутит																				
Пиритосмугит																				
Зинкит																				
Виттит																				
Тетраэдит																				
Лидзит																				
Бурит																				
Аукин																				
Цинкит																				
Плагит																				
Семит																				
Биланжерит																				
Горонит																				
Селенит-сугит																				
Козалит																				
Лидарит																				
Лидит																				
Аполит-миделит																				
Лобит																				
Гордонит																				
Марказит																				
Лепидит																				
Арсенит																				
Молит-миделит																				
Янтар																				
Аулит-миделит																				
Аулит																				
Шпатель																				
Миделит																				
Гематит																				
Никелит																				
Рутит																				
Полит-миделит																				
Полит-миделит																				
Полит-миделит																				
Миделит																				
Шпатель																				
Аулит																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель																				
Полит																				
Шпатель		</																		

ные концентрации Au сопровождаются таковыми Ag (рис. 102), Te, Sb, Hg, но не всегда повышенные концентрации последних сопровождаются таковой Au. Этим, в частности, обусловлены большие пределы колебания золото-серебряного отношения, которое рассматривается при геохимической характеристике Ag.

Серебро по сравнению с Au имеет широкое распространение и образует значительно более высокие концентрации в большинстве рудных месторождений зоны. Специальные исследования минералогии и геохимии Ag проводились В. О. Пароникяном. Сравнительно богаты Ag собственнорудные месторождения, значительно обогащены им руды полиметаллических месторождений (Мадан, Гюмушхана и др.). Золото-серебряное отношение в преобладающем большинстве случаев ниже единицы и колеблется в пределах 1,2:1 до 1:1765. Среди всех месторождений и рудопроявлений только в рудах Эмир-юртского (Анкаванское рудное поле) и Водосборный-Мозского (Азатекское рудное поле) участков концентрация Ag близка таковой Au. Затем идут руды собственно Меградзорского месторождения, в которых Au—Ag колеблется в пределах 1:1,2 до 1:1,6. В остальных рудах это соотношение не превышает 1:10, а в некоторых рудах Азатекского рудного поля, правобережной части Меградзорского рудного поля (участки Арчасар, «Новый»), рудопроявления Мадан и др. оно опускается ниже 1:900. Серебро является одним из важнейших компонентов Au—Te, полиметаллических, сульфоантимонитовых и Cu—As руд. Будучи постоянным спутником Au, оно свои максимальные концентрации образует в относительно богатых золотом рудах (золото-теллурические руды участка Шакарсар Меградзорского месторождения). Вместе с тем не всегда высокие концентрации Ag сопровождаются таковыми Au (сульфоантимонитовые руды Азатекского месторождения, полиметаллические руды участка Арчасар, «Новый», рудопроявления Мадан, месторождения Гюмушхана и др.) (рис. 103).

Привнос основных концентраций Ag так же, как и Au, происходит в конце рудообразовательного процесса, но в отличие от Au оно проявляет более отчетливое стремление накапливаться в богатых Pb рудах. Наряду с последними значительными концентрациями Ag характеризуются Cu, Cu—Pb—Zn, Cu—As руды, но в таких случаях наряду с Ag присутствуют повышенные концентрации Au.

В отношении форм нахождения Ag определенное сходство имеет с Au. Оно так же, как и Au, в своей основной массе представлено теллуридами и в самородной форме. Но самородное серебро имеет несравненно меньшее распространение и почти никогда не ассоциирует с теллуридами. Так, например, несмотря

на свое очень высокое содержание, Ag в рудах Меградзорского месторождения самородных выделений не образует. С другой стороны, здесь почти отсутствуют его сернистые соединения, что дает основание считать основной формой его нахождения изоморфную примесь, а в сульфидах и сульфосолях—теллуриды, отчасти сульфиды. Таким образом, несмотря на то, что халькофильность Ag намного сильнее халькофильности Au, тем не менее при наличии достаточных концентраций Te оно полностью выпадает в виде теллуридов, тогда как в этих условиях Au толь-

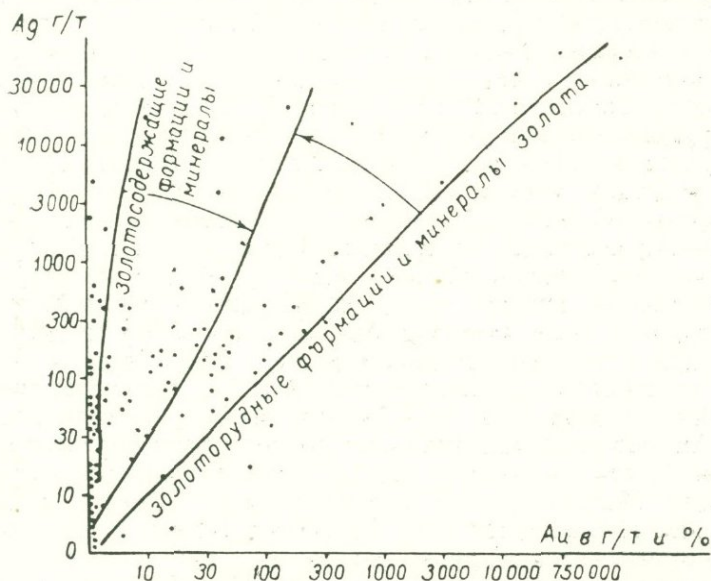


Рис. 103. Характер зависимости содержаний золота от серебра в рудах и минералах из различных рудных формаций.

ко частично соединяется с Te, значительная же часть выпадает в виде самородного золота, что дает основание сродство катионов Ag с Te считать значительно выше, чем Au с Te. Именно этим, по-видимому, можно объяснить тот факт, что хотя теллуриды Au начинают выпадать раньше теллуридов Ag, тем не менее Ag успевает полностью соединиться с Te, а Au в своей основной массе выпадает в самородной форме. При отсутствии достаточных концентраций Te, серебро, в зависимости от условий минералообразования, выпадает в виде сульфида—акантита или

самородного серебра. Среди теллуридов Ag наиболее широкое распространение имеет гессит (Ag_2Te), затем идут петцит (Ag_3AuTe_2) и сильванит (Au, AgTe_4), в которых серебро представлено главным образом одновалентными катионами (Ag^{1+}).

Рений относится к числу важнейших элементов-примесей ряда месторождений, детально и всесторонне изучен И. Г. Магакьяном, Г. О. Пиджяном и, в особенности, А. С. Фарамазяном. Распределение Re контролируется распределением Mo. Как правило, богатые Re руды характеризуются высокими концентрациями Mo, но не все молибденовые руды богаты Re. Как было показано выше, ренийность молибденовых руд во многом зависит от формы проявления Mo, молибденит является основным концентратором и носителем Re. Этим объясняется (Фарамазян, 1961) наличие корреляционной зависимости между содержаниями Mo и Re в молибденовых рудах. Молибдениты из разных и различных месторождений в неодинаковой степени обогащены Re (рис. 104). Максимальные концентрации его установлены в молибдените из вулканогенных месторождений: Re—Mo (Варденис), Re—Cu—Mo (Элпин). Среди плутоногенных гидротермальных руд наибольшими концентрациями Re (0,38—0,70%) характеризуются молибдениты из сравнительно низкотемпературных ассоциаций (Газма, Прошиберд, Аравус и др.), наименьшими (0,0095%)—из высокотемпературных ассоциаций—скарновая Cu—Mo (Кефашен и др.). Это дало основание сделать заключение (Студеникова, 1959; Хрущёв и др., 1960; Фарамазян, 1972) об увеличении концентрации Re в молибденитах более низкотемпературных месторождений и небольших глубин. В процессе формирования отдельных месторождений, по данным отмеченных исследователей, максимальные содержания Re приурочены к молибденитам средних стадий минерализации, которые по сравнению с молибденитами ранних и заключительных стадий минерализации содержат в 2—2,5 раза меньше Re.

Химические анализы штучных проб, отобранных нами в 1958 г. (экспедиция академика И. Г. Магакьяна) из оруденелых зон Варденисского месторождения, показали чрезвычайно интересные данные—в них содержание Re оказалось в 2—3 раза выше, чем Mo. Это дало основание (Магакьян, 1963) предположить наличие здесь собственных минералов Re. Дальнейшие исследования (Фарамазян, Акопян, 1963) подтвердили наличие подобных соотношений между концентрациями Mo и Re, но собственных минералов не выявили. Минералого-геохимические и детальные микроскопические исследования, проведенные нами при максимальных увеличениях микроскопа с применением иммерсии, показали, что в богатых Re рудах единственный рудный мине-

рал—молибденит характеризуется значительными различиями оптических свойств (R, двуотражение, цветной оттенок и т. д.), что, по-видимому, обусловлено существенными различиями состава минерала, касающимися различных соотношений Re и Mo в минерале, ибо концентрации других рудных элементов в сос-

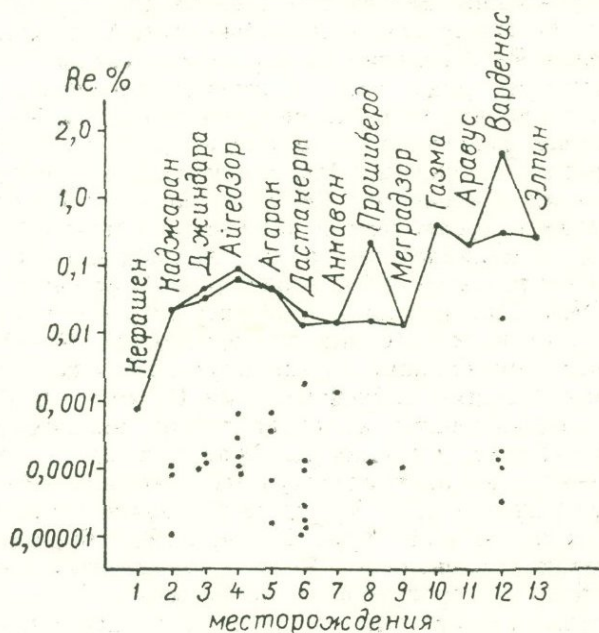


Рис. 104. Содержание рения в рудах и минералах из различных рудных формаций

таве руд несравненно низкие. Сходство Re и Mo, в частности, одинаковый ионный радиус их четырехвалентных катионов, идентичность кристаллической структуры их дисульфидов (Lagrenaudie, 1956) и т. д. обуславливают неограниченный изоморфизм между ними.

Возможность неограниченного изоморфизма дисульфида Re и молибденита, экспериментально доказанная И. и В. Нодаками (J. and W. Noddach, 1931), с одной стороны, большие пределы колебаний концентраций Re и Mo в рудообразующих растворах— с другой, на наш взгляд, могли обуславливать образование не только дисульфида Mo с примесью рения $Mo(Re)S_2$, но и дисульфида Re с примесью молибдена $Re(Mo)S$. Очень интересным является вопрос ренийности руд Лесного проявления. Исходя

из повышенных концентраций Мо в рудах (до 0,19%), можно было бы ожидать повышенные концентрации Re. Однако химические анализы в различной степени обогащенных Мо руд показали очень низкие содержания Re, что, по-видимому, следует объяснить специфическими условиями минералообразования, при которых образуется не молибденит, а иордизит и молибдаты, при которых Re окисляется до состояния семивалентных катионов (Re^{7+}). Комплексные анионы последних (ReO_4)⁻¹ обладают «сильными кислотными свойствами (очень малый ЭК) и большой растворимостью щелочных и щелочноземельных солей, что практически не приводит к осаждению Re в природных условиях даже при наличии указанных ионов Мо и S_2^{2-} » (Ферсман, 1939). Таким образом, несмотря на тесную геохимическую связь Re и Мо, имеющую основания считать, что наличие Мо в рудах является необходимым, но недостаточным условием для концентрации Re. Немаловажным являются условия минералообразования, которые, определяя форму нахождения Re, по существу определяют его судьбу.

Характерна ассоциация Re с Se и Te. В обогащенных Re молибденитах очень часто устанавливаются сравнительно повышенные концентрации Se (рис. 105) и Te. Установленную И. Г. Магакьяном, Г. О. Пиджяном, А. С. Фарамазяном (1963) эту закономерность В. Н. Горохова (1964) склонна объяснять существованием определенной зависимости между Re и Se. Однако, как справедливо заметила Н. Д. Синдеева (1964), «...взаимосвязь селена с серой и рения с молибденом хорошо известна и вряд ли стоит искать связать между этими различными по природе элементами. Было бы правильнее рассматривать эту связь в сходстве условий наклонения их в молибденитах». Что же касается общей обогащенности молибденитов этими элементами, то здесь наряду с условиями минерализации (Хрущёв, Круглова и др., 1960) решающим является первичная обогащенность растворов ими (Мкртчян, Карамян, 1969).

Селен является одним из важнейших элементов-примесей сульфидных, теллуридовых и сульфосольных руд зоны. Максимальные концентрации его в рудах не превышают тысячных долей процента. Геохимическое сходство с S способствует интенсивному его рассеиванию, тем самым обуславливая постоянное присутствие (0,0001% и более) его во всех сернистых и теллуриковых соединениях. Разница концентраций Se между наиболее богатыми и бедными им рудами составляет всего лишь один порядок. При этом, как правило, наиболее богатые Se руды являются наиболее поздними образованиями. Степень концентрации его в различных рудообразующих минералах разная (рис. 106). Кро-

ме общей концентрации Se в растворе, зависит от кристаллической структуры, характера катионной части, а также времени выделения минерала (Синдеева, 1964). Максимальные концентрации Se связаны с сульфидом Hg (метациннабарит, 7,1%)*, сульфотеллуридами (тетрадимит, 0,44%), теллуридами (сильванит, 0,2%; алтаит, 0,3—0,5%). Из сульфидных минералов Se про-

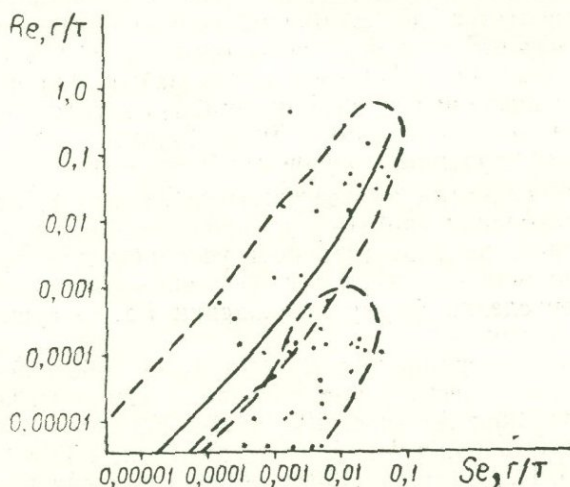


Рис. 105. Зависимость содержаний Re и Se в рудах и минералах из различных рудных формаций

являет наибольшую склонность концентрироваться в молибдените (в среднем до 0,05%), халькопирите (в среднем до 0,052%), блеклой руде (в среднем 0,043%), борните (0,024%), галените (0,014%), антимоните (0,0175%), сульфоантимонитах (0,0268%) и т. д. В состав сульфидов, сульфосолей и сульфовисмутитов он входит в виде Se^{2-} , изоморфно (изовалентно) замещая S^{2-} . Присутствие значительных концентраций Se в теллуридах (алтаит, сильванит и др.), по-видимому, обусловлено изоморфным замещением двухвалентных ионов теллура селеном.

Ассоциация Se наиболее тесна с Te, Hg, благородными элементами, а также с Mo, As, Pb и др.

Теллур относится к числу важнейших и характерных элементов-примесей; обогащенные им руды установлены в пределах многих рудных полей и месторождений. Но наиболее значитель-

* Селенистый метациннабарит—онофрит из Варданского месторождения (Магакъян, Карамян и др., 1978).

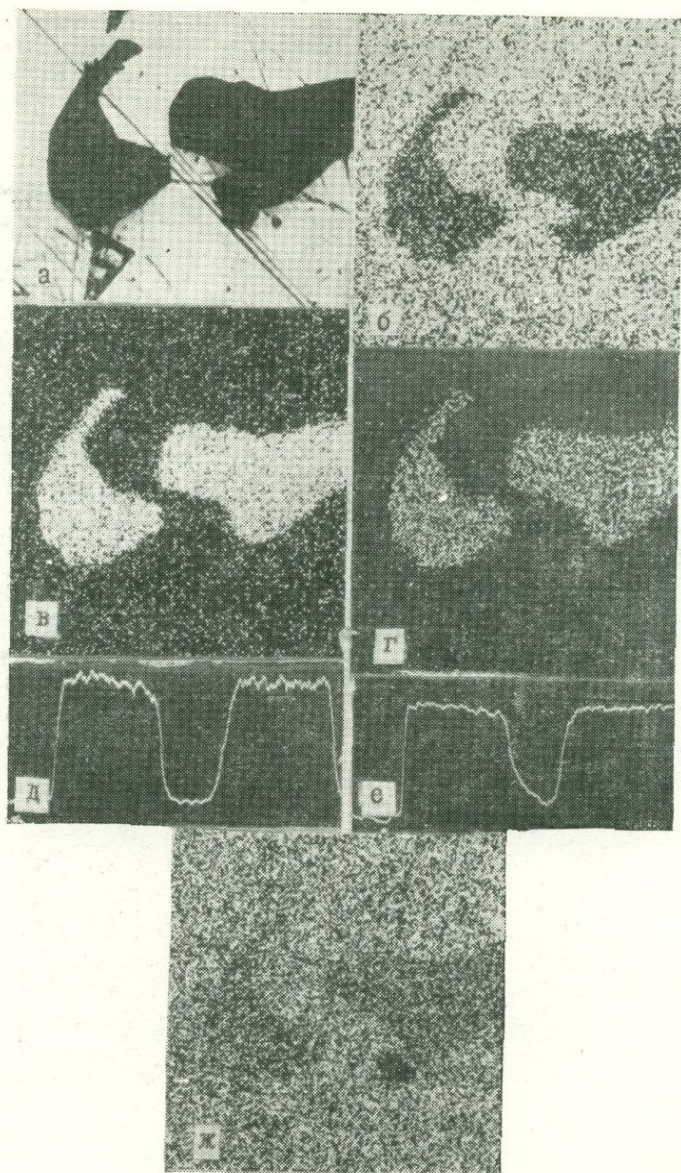


Рис. 106. Микрозондовый анализ галенита с микровключениями теннантита, растровые изображения в рентгеновских лучах: а—изображение в поглощенных электронах; б—Pb; в—Cu; г—Sb; д—Cu; е—Sb; ж—Se. Устанавливается пред-
почтительное накопление селена в галените по сравнению с теннантитом. $\times 600$,
Кабахлинский участок Меградзорского рудного поля

ные скопления Те связаны с рудами Au—Те-полиметаллической и Cu—Mo формаций (рис. 107). В рудах этих формаций содержание Те достигает нескольких процентов, а в отдельных штучных пробах—10—15%. Следующими по обогащенности Те являются кварц-тетрадимитовые жилы Сарнахпурского и кварц-теллуридовые руды Калерского рудопроявлений. В рудах других

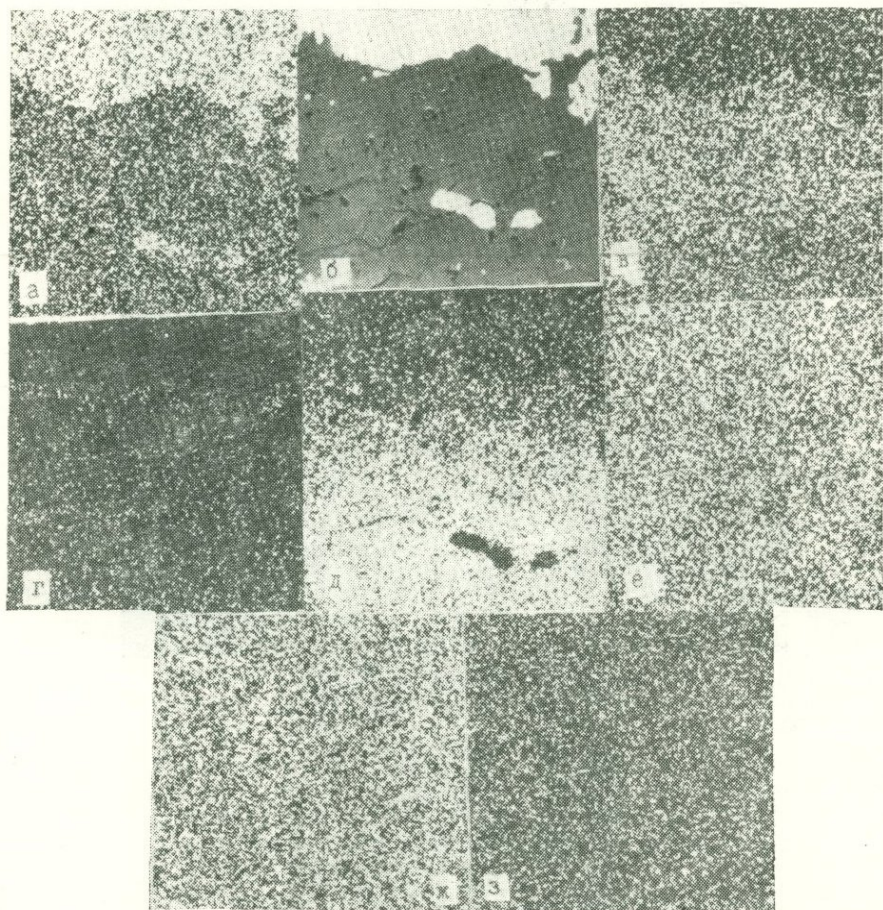


Рис. 107. Микрозондовый анализ сростания алтаита и калаверита, растровые изображения в рентгеновских лучах: а—Au; б—изображения в поглощенных электронах; в—Pb; г—Bi; д—Te; е—Ag; ж—Hg; з—Se. Устанавливается равномерное распределение Ag, Hg и Se в различных теллуридах, резкие границы в содержаниях Au, Pb, Bi и постепенные границы в содержаниях Te (х 300, Меградзорское месторождение)

месторождений содержание Те низкое и очень редко превышает тысячные и сотые доли процента.

Привнос Те происходит в течение почти всего процесса эндогенного рудообразования, но наиболее высокие концентрации его приурочены к наиболее поздним стадиям минерализации. При этом с увеличением концентрации Те существенно меняется форма его нахождения. В парагенетических ассоциациях наиболее ранних стадий он почти целиком входит в состав сульфидов, изоморфно замещая S. В поздних стадиях наряду с изоморфной формой значительную роль играют теллуриды. Широко развиты теллуриды Au и Ag, затем идут теллуриды Bi, Pb, Hg, последовательность выпадения которых в целом соответствует понижению валентности катионов: сначала выпадают трехвалентные (Bi), затем двухвалентные (Pb и Hg) и в конце одновалентные (Ag и Au). Этот ряд одновременно соответствует понижению энергии кристаллических решеток, тем самым подтверждая установленную А. Е. Ферсманом (1939) зависимость последовательности выделения минералов от ЭК и ВЭК. В условиях гилогенного минералообразования Те почти полностью представлен двухвалентными анионами (Te_2^{2-}), которые выпадают в виде собственных минералов только со строго определенными элементами. Это главным образом благородные и другие металлы (Au, Ag, Bi, Hg), которые, обладая ковалентными типами связи, в соединениях с Те получают возможность реализовать свои акцепторные свойства, что энергетически наиболее выгодно (Синдеева, 1964).

Из главнейших рудообразующих элементов теллуриды образует только Pb, остальные элементы (Cu, Fe и др.), несмотря на тесную ассоциацию с Те и более высокие концентрации, теллуридов не образуют. Этот факт хорошо объясняется установленным В. В. Щербиной (1937) рядом возрастающего сродства элементов с теллуrom: $\text{Cu—Pb—Ni—Bi—Hg—Ag—Au}$, в котором увеличиваются связеобразующие свойства и, в частности, способность к образованию соединений с Те и О (В. И. Лебедев, 1957). Однако, исходя из этого ряда, следовало бы ожидать, что при наличии достаточных концентраций Те все Au должно было выпасть в виде теллурида и только оставшаяся часть Те пошла бы на постройку теллуридов Ag, Bi и т. д. Но на самом деле наблюдается обратная картина—все Ag и значительная часть Pb выпадают в виде теллуридов, а Au только частично выпадает в виде теллуридов. Оно в значительной своей массе выпадает в конце рудообразовательного процесса в самородном виде, что, по-видимому, можно объяснить большей активностью Ag по сравнению с Au.

Парагенетические ассоциации Те многочисленны и разнообразны, наиболее типичны следующие ряды: Cu—As—Au—Te—Bi; Bi—Te, Pb—Zn—Ag—Au—Au—Te; Pb—Hg—Ag—Au—Te.

Кадмий относится к числу характерных элементов-примесей полиметаллических руд. Особенно богаты им руды Au—Sb-полиметаллических и полиметаллических месторождений. Во всех случаях основным носителем и концентратом Cd является цинковая обманка. В ней максимальная концентрация его достигает 3%, минимальная—сотых долей процента. Наибольшей кадмиеносностью характеризуются сфалериты из колчеданных месторождений, затем идут сфалериты из Au—Sb-полиметаллических и полиметаллических месторождений. Тесная геохимическая связь с Zn обуславливает вхождение преобладающей части Cd в состав сфалерита и вюртцита, другая часть его связана с халькопиритом, галенитом, буланжеритом, бурнонитом, блеклой рудой, борнитом, халькозином, пиролюзитом и другими минералами. Степень кадмиеносности этих минералов так же, как и сфалерита, находится в зависимости от геологических, физико-химических и других условий формирования месторождений. Решающим фактором является первичная обогащенность рудоносных растворов Cd. В определенных случаях отчетливо проявлена связь относительно высоких концентраций с сравнительно низкотемпературными образованиями. Вместе с этим имеются данные, свидетельствующие о близкоординаковой кадмиеносности разновидностей сфалерита из одного и того же месторождения. Так, по данным Г. О. Пиджяна и А. Г. Акопяна (1972), желто-бурый сфалерит из Азатекского месторождения содержит 0,28% Cd, темно-коричневый—0,265%, светло-коричневый—0,27%.

В отличие от отмеченных выше месторождений в рудах Cu—Mo месторождений Малого Кавказа минералы-носители и минералы-концентраты Cd разные. Последние представляют собой разновидности сфалерита, тогда как роль основного минерала-носителя выполняет халькопирит. Этим обусловлена значительная обогащенность Cd (30—50 г/т) медных концентратов Каджаранской обогатительной фабрики, которые могут рассматриваться в качестве источников для промышленного извлечения Cd.

Форма нахождения Cd в рудах зоны рассеянная, собственных минералов его пока здесь не установлено. В сфалерит, вюртцит, халькопирит, галенит и другие минералы он входит в виде изоморфной примеси, изовалентно или гетеровалентно замещая Zn^{2+} , Cu^{2+} , Fe^{3+} , Pb^{2+} , Fe^{3+} .

Висмут входит в число важнейших элементов-примесей руд многих плутоногенно-гидротермальных месторождений (Cu—Mo, Au—Sb-полиметаллических и др.). Значительные concentra-

ции его установлены и в некоторых вулканогенных месторождениях. Обогащенные Vі руды развиты почти во всех рудных районах зоны, но сравнительно богаты им руды Анкаванского, Азатекского, Дастакертского, Каджаранского, Айгедзорского рудных полей. В пределах Анкаванского рудного поля Vі образует очень интересные проявления Vі—Te руд. По степени концентрации и запасам наибольший интерес представляют Cu и Cu—Mo руды Cu—Mo месторождений (Каджаран, Агарак, Джиндара и др.), затем идут полиметаллические руды Азатекского рудного поля (Каялу, Гегарчин) и Меградзорского месторождения.

Привнос основных концентраций Vі происходит в средних и поздних стадиях рудообразования. При этом в зависимости от конкретных условий (температура, степень обогащенности растворов летучими компонентами и т. д.) максимальные концентрации его могут соответствовать поздним или конечным стадиям рудообразования. Так, например, в Cu—Mo и колчеданных месторождениях наиболее богаты Vі средние стадии, в золоторудных и полиметаллических месторождениях—поздние и конечные стадии. В целом наблюдается некоторое опережение времени привноса Vі над большинством рассеянных и благородных элементов. Это, а также значительная обогащенность Vі скарновых руд (Анкаван, Раздан) дает основание считать его сравнительно более высокотемпературным образованием.

В своей основной массе в рудах рассматриваемой зоны Vі представлен собственными минералами. В наиболее ранних парагенезисах преобладают его сернистые соединения—висмутин и Cu—Vі сульфосоли (виттихенит, эмплектит), меньшее развитие имеют тетрадимит и теллуrowисмутит. В более поздних ассоциациях преобладают теллуриды и висмутовые сульфосоли и сульфотеллуриды. В них Vі представлен главным образом трехвалентными катионами. Образование минералов Vі происходит главным образом после выпадения основной массы сульфидов, но до теллуридов и самородных элементов. Теллуриды Vі , как правило, являются более ранними образованиями, чем теллуриды благородных элементов. Ассоциации Vі весьма многочисленны и многокомпонентны. Слагают их почти все главнейшие рудообразующие элементы зоны (Cu , Mo , Fe , Pb , Zn , As , Sb , Te , Au , Ag и др.). Наиболее высокие концентрации его обычно сопровождаются таковыми Te , хотя не всегда богатые Te руды висмутоносны. Так, например, на Меградзорском месторождении максимальные концентрации Vі приурочены не к теллуридам, а к полиметаллическим рудам. Это значит, что наиболее тесна ассоциация Vі с Zn , Cu , Pb , As . В Cu—Mo месторождениях наиболее тесна ассоциация с Cu и As .

Редкие земли. Наиболее значительные концентрации связаны с рудами месторождений нефелиновых сиенитов, а также месторождений фтор-редкоземельных, редкометальных, пегматитовых апатит-магнетитовых, отчасти скарновых железорудных руд. В последних двух группах месторождений ТР связаны главным образом с апатитом, в других—сконцентрированы в нескольких рудообразующих минералах и вместе с тем образуют свои собственные минералы. Во всех случаях, в составе редких земель превалирует подгруппа легких лантанондов или цериевая подгруппа (рис. 108). Содержание Се, La и Nd в большинстве случаев составляет около 80—90% от общего содержания ТР, хотя соотношение концентраций элементов цериевой и иттриевой подгрупп в различных месторождениях одной и той же формации или в различных участках одних и тех же месторождений колеблется в широких пределах. Так, в рудах Лагерного участка Тежсарского месторождения Се:Y составляет 10:1, в рудах Тежагетского участка—17:1 и, наконец, Омарского—90:1.

Селективным цериевым или лантан-цериевым составом характеризуются также многие собственно-редкоземельные минералы—ортит, монацит, паризит, рабдофанит. В последнем минерале некоторую роль играют также гадолиний и диспрозий. Небольшой концентрацией элементов иттриевой подгруппы характеризуются апатиты из всех месторождений зоны, богаты ими меланит и циркон, в них лантан почти полностью отсутствует, а относительное содержание Се не превышает 10%. В них сумма относительных концентраций элементов иттриевой подгруппы и, в частности, Yt, Yb, Dy, Gd и др. превышает 80% от ТР. Иттриевый максимум составляет около 60%. В целом для редкоземельных и их содержащих минералов Г. Е. Кочинян (1975) приводит следующий ряд уменьшения селективности и возрастания роли элементов иттриевой подгруппы: монацит—ортит—паризит—рабдофанит—биотит—сфен—apatит—флюорит—роговая обманка—меланит—циркон. Расположение слагающих этот ряд минералов для различных регионов не является постоянным. Се:Y отношение в них находится в зависимости прежде всего от минералообразующей среды. Этим можно объяснить установленный Л. Б. Саруханян (1971) факт значительно большей обогащенности редкими землями апатита из массивных магнетитовых руд по сравнению с апатитом из апатитовых жил.

С другой стороны, для определенных минералов (монацит, циркон и др.) характерны повсеместно повторяемые особенности состава ТР элементов, независимо от условий минералообразующей среды. В частности, селективный цериевый состав монацита и иттриевый состав циркона характерны не только для руд Пам-

бак-Зангезурской зоны, но и других регионов (Larsen, 1953; Martz, 1957 и др.), что дает основание концентрацию TR элементов рассматривать в зависимости от структуры и состава минералов, которые в свою очередь определяют изоморфную емкость их в отношении тех или иных лантаноидов.

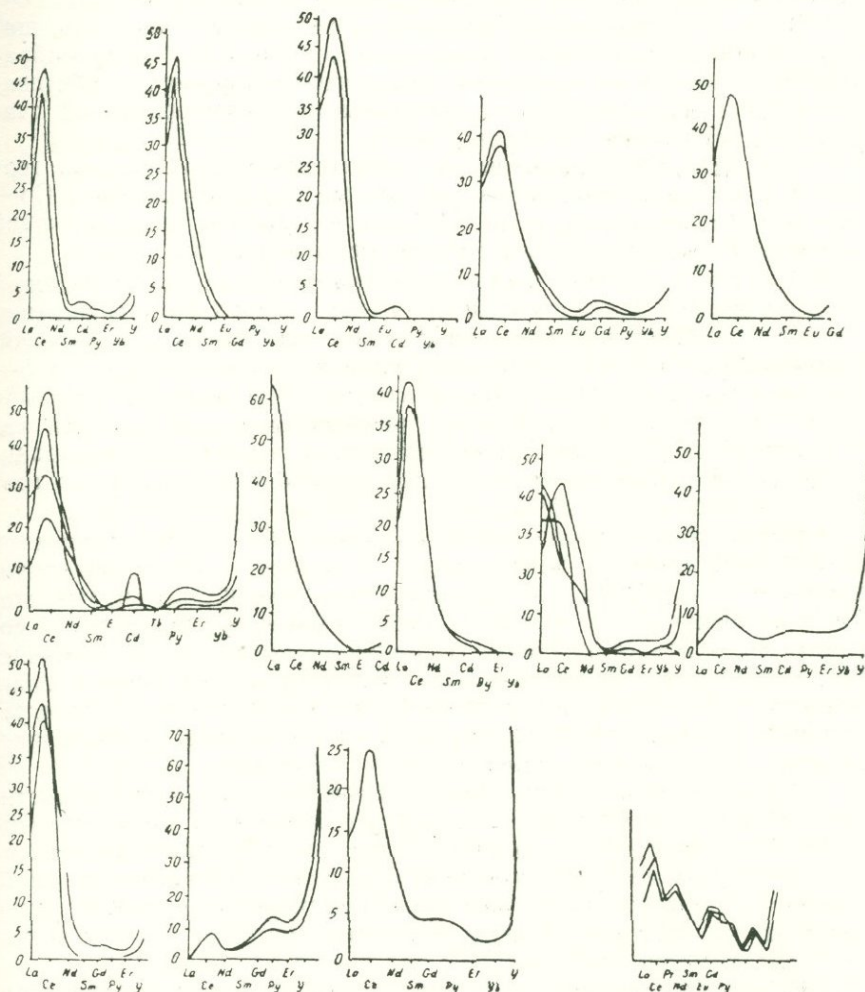


Рис. 108. Графики составов редкоземельных элементов в различных рудных формациях и минералах Памбак-Зангезурской зоны (по Г. Е. Кочиняну, Л. Б. Сарухян и исследованиям автора)

Селективный цериевый состав апатита из различных месторождений объясняется более тесной геохимической связью между Ce и Ca по сравнению с Yt и Ca.

Вхождение редкоземельных элементов в состав отмеченных выше минералов происходит главным образом путем гетероэвального изоморфизма (Семенов, 1964).

Важную роль в геохимии TR зоны играют минералы Ca, широко развитые в продуктах всего процесса эндогенного рудообразования, начиная от наиболее высокотемпературного (собственно-магматического) этапа до наиболее низкотемпературной стадии гидротермального этапа.

Германий. Сравнительно повышенные концентрации германия связаны с определенными типами руд колчеданных, Cu—Mo, Re—Mo месторождений. Небольшие концентрации элемента связаны с рудами многих других месторождений.

В рудах золоторудных и полиметаллических месторождений Ge-повышенных концентраций не образует, они в этом отношении сходны с полиметаллическими рудами Cu—Mo месторождений. Наиболее богатый Ge минерал—сфалерит—обычно содержит 5—7, реже 10—12 г/т. В железорудных месторождениях содержание Ge также низкое. Сравнительно повышенные концентрации его связаны со скарновыми (гранат-магнетитовыми) рудами Разданского и Анкаванского месторождений, особенно богаты им гранат и биотит (до 0,01%).

Время образования наиболее богатых Ge руд соответствует началу скарнового и концу гидротермального этапов минерализации, т. е. наиболее обогащенным летучими компонентами этапам эволюции рудообразовательного процесса, что хорошо согласуется с представлениями о большой роли летучих соединений в миграции Ge. Кроме того, исследованиями Мори (1960) доказано, что при высоких температурах и давлении в перегретом паре Ge в форме GeO_2 обладает исключительно высокой растворимостью, составляющей $8700 \cdot 10^{-6}$ частей.

В процессе гидротермального этапа концентрация Ge достигает своего максимума в Cu—As стадию, при этом им обогащены не вообще Cu—As руды, а строго определенные парагенетические ассоциации минералов, сложенные энаргитом, теннантитом, халькозином, борнитом и другими минералами, условия образования которых, по всей вероятности, являются наиболее благоприятными для концентрации Ge.

Форма нахождения Ge в рудах рассматриваемых месторождений главным образом изоморфная и лишь частично он выпадает в виде собственных минералов (сульфидов, сульфосолей)—разновидностей германита и реньерита.

Ассоциация Ge наиболее тесна с As, Zn, Cu, наблюдается положительная зависимость между содержаниями Zn и As, с одной стороны, и Ge—с другой (рис. 109, 110). Сравнительно слабо проявлена зависимость также между Ge и Cu. Это в особенности касается борнит-теннантитовых руд, в которых наиболее высокие концентрации Ge образует в медных минералах (борнит, теннантит, реньерит).

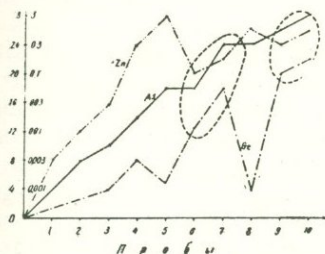


Рис. 109. Диаграмма изменения содержаний Ge, As и Zn в образцах руд различных стадий минерализации Анкаванского месторождения

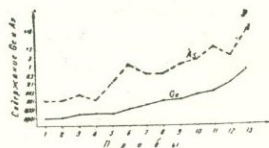


Рис. 110. Диаграмма изменения содержаний Ge и As в образцах руд и минералах из различных стадий минерализации Анкаванского месторождения

Галлий. Наибольший интерес представляют концентрации Ga, связанные с нефелиновыми сиенитами и редкометалльными пегматитами. В штучных пробах нефелиновых и щелочных сиенитов содержание Ga в среднем составляет 20—35 г/т, в пегматитах это содержание в 3—5 раз выше (табл. 48). Основным минералом-носителем Ga в этих рудах является нефелин, наиболее высокие концентрации его, по данным И. Г. Магакьяна и Б. М. Меликсетяна (1972), связаны с цеолитами (0,03—0,05%), содалитом (0,02—0,03%) и, в особенности, с корундом (0,1—0,3%).

В других рудах содержание Ga низкое, сравнительно богаты им полиметаллические руды колчеданных месторождений. В них он концентрируется в сфалерите (в среднем 10 г/т), достигая 0,1—0,3%. Сфалериты Cu—Mo, полиметаллических и золоторудных месторождений содержат значительно меньше Ga, максимальное содержание его не превышает сотых долей процента. Будучи типичным рассеянным элементом, даже при значительных концентрациях в рудах (0,3%) собственных минералов не образует. Он в своей основной массе представлен Ga^{3+} и входит

Содержание галлия (в%) в рудах и минералах алюминий-редкометаллических и пегматитовых редкометаллических месторождений

Наименование проб	Т е ж с а р		М е г р и	
	Нефелино- вый сиенит	Пегматит	Щелочной сиенит	Пегматит
Руды (штучные пробы)	0.002	0.003	0.035	0.01
Нефелин	0.003	0.0065	0.01	0.03

в кристаллические решетки силикатов, сульфидов, отчасти сульфоселей, изоморфно или гетероморфно замещая Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{3+} , Zn^{2+} . Полученный нами фактический материал позволяет говорить об определенной геохимической связи между Ga и Ge. Она заключается в избирательном повышении концентрации Ga в тех минералах, в которых присутствие Ge предполагается главным образом в виде соединений двухвалентного катиона (сфалерит, халькопирит, борнит и др.). В тех минералах (энаргит, кварц и др.), где Ge вероятнее всего присутствует в своей более окисленной форме (четырёхвалентные катионы), Ga почти полностью отсутствует.

Индий рассеян во многих рудных минералах, сравнительно высокие концентрации (до 0,2%) установлены в сфалерите из полиметаллических месторождений (Мадан) и в теннантите (0,01%), энаргите и халькопирите (до 0,001%) из Cu—Mo месторождений.

Форма нахождения In изоморфная, в состав сфалерита он входит в виде In_2S_3 или InS , замещая ZnS (Zn^{2+} , In^{3+}) или ($Zn^{2+} + Fe^{2+} + Cu^{1+} + In^{3+}$) (Etamesta, 1939; Андерсон, 1959). По мнению других исследователей (Riguut, 1956; Бокий, Хаданова, 1959), In способен расположиться в дефектах структуры ZnS . В халькопирите In присутствует в виде $CuInS_2$, в котором он замещается по принципу компенсационного изоморфизма (Руднев, 1958 и др.).

Таллий. Сравнительно небольшие концентрации Tl связаны с минералами нефелиновых сиенитов (в нефелиновом концентрате до 30 г/т) и гидротермальных образований. Наиболее высокие содержания его (0,75%) установлены в сульфоантимонитовых рудах (точнее, в рудной гальке) Азатекского месторождения. Затем идут Cu—As руды Анкаванского месторождения. В энаргите, отобранном под микроскопом, содержание Tl достигает 0,3%. В полях энаргита установлены мельчайшие выделения

минерала из группы таллиевых сульфосолей (лорандит— TlAsS_2 или вробаит— $\text{TlAs}_2\text{SbS}_5$). Выявление столь повышенных концентраций (0,3—0,75%) Tl в энаргите и сульфоантимонитах (независимо от формы его нахождения) представляет определенный научный интерес, поскольку до сих пор столь повышенные концентрации Tl в отмеченных рудах не были известны и свидетельствуют о совпадении условий концентрации Tl с условиями образования энаргит-теннантитовых и сульфоантимонитовых руд.

Ниобий и тантал являются характерной примесью нефелиновых сиенитов, рутилоносных сланцев, а также редкометальных пегматитов. Содержание Nb в обогащенных нефелином сиенитах Мегринского плутона (0,01%), по данным И. Г. Магакьяна и Б. М. Меликсетяна (1972), в шесть раз выше, чем в тежсарских нефелиновых сиенитах (0,0015%). В редкометальных пегматитах это содержание соответственно составляет 0,02 и 0,06%. В своей основной массе Nb входит в состав аксессуарных минералов (сфен, меланит, циркон, бадделлит, ильменит, рутил, анатаз), а также биотита. В рутилоносных сланцах Nb входит в состав рутила (Nb_2S_5 —0,23—0,24%). Содержание Ta_2O_5 в этих же пробах рутила составляет 0,021—0,028%.

В редкометальных пегматитах наряду с изоморфной формой, Nb и Ta образуют собственные минералы: пироксид, лопарит, бетафит, эвксенит, виккит, гаттчетолит, эшенит, валлерит, фергусонит и др.

Платина и палладий. Из элементов платиновой группы (Pt, Pd, Ru, Rh, Os, In) в рудах рассмотренных месторождений установлены только Pd, Pt и Rh. Это титаномagnetитовые руды Сваранцского месторождения (0,02 г/т Pt) (данные Э. Х. Гульяна, Г. А. Дадаева, 1963), полиметаллические руды Азатэка и Софи-бина (до 3 г/т Pt), Газмы и Гюмушханы (0,01 г/т Pt, 0,018 г/т Pd, 0,02 г/т Rh), марганцевые руды рудопроявления Кабахлу (0,01 г/т), медные руды Сваранца (0,02 г/т Pt, 0,1 г/т Pd, 0,006 г/т Rh) (данные автора и Г. О. Пиджяна, 1978), а также медно-молибденовые руды Каджарана (до 0,08 г/т Pd, до 0,018 г/т Pt), Агарака (до 0,06 г/т Pd, до 0,015 г/т Pt) и Дастакерта (0,01 г/т Pd и 0,002 г/т Pt) (данные А. С. Фарамазяна, 1972). Более или менее отчетливо проявленной зависимости между содержаниями платиноидов и других благородных элементов, а также главных рудообразующих элементов не наблюдается, что дало основание А. С. Фарамазяну (1972) заключить о том, что платиноиды «...рассеяны не только (и не столько) в выделениях сульфидов, но и независимо от последних во вмещающих гидротермально измененных породах», хотя молибденовые кон-

центраты характеризуются наибольшей концентрацией Pt и Pd, а относительная концентрация Pt значительно выше ($Pt : Pd = 1-3$), чем в медных концентратах ($Pt : Pd = 0,5-0,1$).

Форма нахождения платиноидов, по А. С. Фарамазяну, минеральная—сульфиды, арсениды и др. Основанием для такого заключения является крайняя неравномерность их распределения, что, на наш взгляд, можно объяснить также незначительными содержаниями рассматриваемых элементов, при которых точность и воспроизводимость анализов не позволяют с достаточной уверенностью судить об истинной картине распределения их в рудах и минералах.

Вольфрам. В рудах Гамзачиманского месторождения Au содержание WO_3 , по данным бороздового опробования, достигает 0,49%, в отдельных штучных пробах значительно выше. Сравнительно богаты W также руды скарновых Cu—Mo и железорудных месторождений. Будучи типичным элементом ранней кристаллизации, W в своей основной массе привносится в скарновую стадию и выпадает главным образом в виде шеелита, ассоциация которого наиболее тесна с гранитами. Намечается определенная связь между W, с одной стороны, и Mo, Cu, Fe—с другой.

Ванадий относится к числу характерных элементов-примесей собственно-магматических рудных месторождений (титаномагнетитовых и нефелиновых сиенитов). В первой из них содержание V_2O_5 в различных типах руд колеблется в пределах от 0,03 до 0,4%, а в массивных титаномагнетитовых рудах достигает 0,65—1,0%. В нефелиновых сиенитах это содержание несравненно ниже, но во всех случаях он присутствует в виде изоморфной примеси в рудообразующих и акцессорных минералах, изоморфно замещая Fe^{3+} и Ti^{3+} , ионные радиусы которых (0,67 Å и 0,64 Å) близки ионному радиусу V^{3+} (0,65 Å) и имеют сходные структуры атомов.

Хром относится к числу характерных элементов-примесей руд Сваранского месторождения (титаномагнетитовых руд). Здесь наиболее высокие концентрации его (до 1% Cr_2O_3) установлены в массивных титаномагнетитовых рудах, наибольшие концентрации Cr (в среднем 0,0017%) установлены также в магнетите из Разданского скарнового железорудного месторождения.

Никель и кобальт сравнительно повышенные концентрации образуют в рудах месторождений титан-железорудной, скарновой железорудной и ряда гидротермальных рудных месторождений (Cu—Mo и др.).

В составе титаномагнетитовых месторождений рассматриваемые элементы свои максимальные концентрации образуют в магнетите. В рудах Разданского месторождения содержания этих элементов достигают десятых долей процента. При этом соотношение $Ni:Co$ в различных типах руд существенно меняется. Для сравнительно высокотемпературных ассоциаций минералов оно колеблется в пределах от 5:1 до 1:1 в том случае, когда в поздних ассоциациях (например, магнетит-сульфидных) опускается ниже 1:30. Особенно большие колебания характерны для концентрации Co , который вместе с Ni образует свои собственные минералы—кобальтин, леллингит, миллерит, никелин и др.

В рудах $Cu-Mo$ месторождений Ni и Co концентрируются (0,001—0,1%) в пирите, халькопирите, энаргите, теннантите, реже в сфалерите. Нередко они представлены микроскопическими выделениями собственных минералов—зигенит, герсдорфит и др. Богаты Co (0,7%) руды кварц-пиритовой стадии Тейского месторождения.

Геохимическое поведение Ni определяется, с одной стороны, его сродством с Fe и Mg , с другой—с S . В сравнительно высокотемпературных образованиях Ni , так же как и Mn , в небольших количествах входит в состав силикатов, замещая Mg . Но, в отличие от Mn , он легче входит в состав ортосиликатов. Существенно иной характер сродства Ni с Fe по сравнению с таковым для Mn . Если последний концентрируется в кислородных соединениях Fe , находящихся в высших степенях своего окисления, то Ni находится главным образом в сульфидах железа, т. е. халькофильность проявлена сильнее, что обуславливает появление ее сравнительно повышенных концентраций в сульфидных рудах гидротермального этапа минерализации. Здесь она находится в тесной ассоциации с Co , Pb , Zn , Ag и, в особенности, с As , с которым она проявляет особенно сильную склонность образовывать соединения.

Тенденция накапливаться в сульфидах у Co проявлена сильнее, чем у Ni , что приводит к существенному возрастанию в завершающих рудный процесс образованиях не только его абсолютной, но и относительной концентрации.

Олово в рудах Памбак-Зангезурской зоны повышенных концентраций не образует, оно отмечается в рудах Алаверди-Кафанской зоны (Кафанское, Мецдорское месторождения). Большой интерес представляет найденный нами в аллювиальных отложениях бассейна р. Агстев обломок массивной сульфидной руды с высоким содержанием олова (3,0%) (табл. 49).

Факт нахождения такого состава руд дает основание предполагать наличие на территории Малого Кавказа своеобразного типа оруденения (формации руд) с необычно высоким содержанием Pb, Cu, Ag, As, Sb, Sn, Ni, In, Co и т. д.

Таблица 49

Результаты количественного спектрального анализа рудного обломка из аллювиальных отложений р. Агстев

Элементы	Содержание в %
Pb	10
Cu	10
As	10
Sn	3,0
Sb	2,3
Ni	1,75
Fe	0,85
In	0,30
Ag	0,15
Co	0,15
Ca	0,13
Bi	0,09
Zn	0,03
Si	0,03
Mg	0,01
Al	0,01
Cd	0,006
Ti	0,002
Cr	0,0015
Mn	0,0004

Установление форм нахождения и характера распределения рудообразующих элементов и элементов-примесей в различных типах руд, минеральных ассоциациях и в отдельных минералах, а также степень концентрации и соотношения различных форм проявления элементов имеют важное значение для определения технологических схем обогащения руд, получения обогащенных соответствующими элементами концентратов. Определение минералов-носителей и минералов-концентратов представляется важным звеном в работах по подготовке исходных данных для разработки технологических схем переработки руд.

Для повышения эффективности эксплуатации месторождений важное значение имеют данные по количественному минеральному составу руд, данные же по минералам-носителям и минералам-концентратам должны учитываться при решении вопросов комплексного использования руд.

V. О генезисе эндогенных руд и возрасте оруденения

Выяснение вопросов генетической связи оруденения, периодизация рудообразовательного процесса месторождений с различным составом руд и генезиса относятся к числу важнейших задач проведенных исследований.

1. Об источнике рудного вещества и генетической связи оруденения

К. Н. Паффенгольц (1974) и др. считают, что участвующее в составе эндогенных рудных месторождений Кавказа рудное вещество всецело связано с интрузивными породами. И. Г. Магакьян, В. Н. Котляр и др. выделяют месторождения, связанные как с интрузивными, так и экструзивными (субвулканическими) образованиями. Автор настоящей книги в своих работах (Карпетян, 1972, 1977, 1978) показал, что эндогенное оруденение на территории рассматриваемой зоны Малого Кавказа связано с плутонизмом, вулканизмом, региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом. В зависимости от источника рудного вещества эндогенные рудные месторождения рассматриваемой зоны и прилегающих частей Малого Кавказа, согласно В. И. Смирнову (1978), можно подразделить на четыре группы.

1) Месторождения с подкоровым рудным веществом, привнесенным вместе с ювенильной базальтоидной или ультраосновной магмой. К этой группе относится преобладающее большинство собственно-магматических месторождений хромитовых, титаномagnetитовых, колчеданных руд Севано-Амасийской и Ширако-Зангезурской зон;

2) Месторождения с ассимиляционным рудным веществом, связанным с палингенной гранитоидной магмой. К этой группе, возможно, относятся месторождения орогенных стадий киммерийской и альпийской металлогенических эпох (полиметаллические, золоторудные, рений-молибденовые и др.);

3) Месторождения с внемагматическим рудным веществом, мобилизованным в процессе регионального метаморфизма или горячими водными растворами, фильтрующимися сквозь различные породы верхних частей земной коры. К этой группе относятся метаморфические месторождения рутилоносных сланцев и вкрапленных магнетитовых руд;

4) Месторождения со смешанным (мантийно-коровым, ассимиляционно-мобилизованным) рудным веществом. К этой группе относится значительная часть месторождений орогенных стадий киммерийской и альпийской металлогенических эпох (медно-молибденовая и др.).

О характере связи оруденения с интрузивными породами

Связь оруденения с интрузивными породами принимается всеми исследователями, хотя представления о характере этой связи существенно расходятся. Ряд исследователей оруденение генетически связывают с теми интрузивными массивами, в кото-

рых оно локализовано, другие—оруденение рассматривают в связи с небольшими штоковидными телами аплитов и дайками (гранодиорит-порфиры и др.), выделяя их в самостоятельную фазу и приписывая им роль источника оруденения. С. А. Мовсесян (1953), И. Г. Магакьян (1954) оруденение связывают с магматическим очагом, С. С. Мкртчян (1958) оруденение и дайки считал производными глубинного магматического очага (стр. 264) и утверждал, что «магматическим источником оруденения во всех случаях, несомненно, являются интрузивные породы» (стр. 265). Б. М. Меликсетян (1965) аналогично В. С. Коптеву-Дворникову (1952) выделяет раннюю серию гидротермальных образований, связанную с самими интрузивными телами, и позднюю, связанную с магматическим очагом.

Изучение закономерностей образования и размещения плутогенных рудных месторождений привело нас к заключению о гетерогенном характере рудного вещества, которое переходит в состав руд либо через магму интрузивных пород (это прежде всего касается собственно-магматических, пегматитовых, отчасти скарновых и плутогенно-гидротермальных месторождений), либо минуя ее (преобладающая часть рудного вещества плутогенно-гидротермальных месторождений).

К главнейшим признакам прямой генетической связи оруденения с магмой самих интрузивных пород А. Г. Бетехтин (1955) относил факты, когда жилы своими корнями уходят в интрузив и теряются в сильно измененных, грейзенизированных гранитоидах или когда оруденение пространственно приурочено к интрузивам и тесно связано со скарнами как контактово-метасоматические образования, возникшие в результате взаимодействия магматических отщеплений с карбонатными породами. В рассматриваемой зоне масштабы оруденения при таком типе связи небольшие, представлены они рудопроявлениями с маломощными невыдержанными жилами, линзами, прожилками, вкрапленностью, которые нередко тяготеют к полям пегматитового или скарнового оруденения.

Для преобладающей массы рудного вещества плутогенных гидротермальных месторождений характерна парагенетическая связь с интрузивными породами. Оруденение представляет собой результат гидротермальной деятельности глубоко залегающего магматического очага. Одним из наиболее характерных признаков оруденения с такой связью является наложение оруденения на породы дайковой серии (Бетехтин, 1955). При этом важнейшей особенностью оруденения является приуроченность к сравнительно крупным, глубоко проникающим дизъюнктивным нарушениям, которые характеризуются длительностью и перманентностью развития; они первоначально выполняют роль магмопод-

бодящих каналов, а затем, после становления интрузий, выступают в роли рудоподводящих разломов. Масштабы и интенсивность оруденения значительно превосходят таковые предыдущего типа. Для них характерен более сложный (многокомпонентный) состав, значительный вертикальный размах оруденения, сравнительно большие размеры рудных тел, более интенсивный характер оруденения (медно-молибденовая, полиметаллическая, золоторудная и др.). Последнее обстоятельство нередко обусловлено совмещением значительно оторванных друг от друга этапов рудообразования. В этом случае возрастные взаимоотношения даек и оруденения весьма сложные: наряду с дорудными дайками выделяются также интратрудные, которые являются пострудными для раннего этапа и дорудными для позднего этапа оруденения.

При таком типе связи, как справедливо замечает Л. Н. Овчинников (1960), «магма не обязательно во всех случаях должна быть специально обогащена соответствующими металлами с нахождением их в количествах, заметно превышающих средние содержания в гранитоидах вообще» (стр. 477).

Третий тип связи оруденения с интрузивными породами, заключающийся в общности причин их происхождения, характерен для ультраметаморфических (или метаморфогенно-гидротермальных) руд. При высоких ступенях регионального метаморфизма, в результате перекристаллизации, метасоматоза и палингенеза образуются, с одной стороны, магматический расплав, с другой—метаморфогенные растворы (Белевцев, 1979), которые, внедряясь в верхние слои земной коры, соответственно образуют реоморфические граниты и ультраметаморфические руды. Возрастные взаимоотношения их по сравнению с плутоногенно-гидротермальными рудами существенно иные, начало внедрения реоморфических гранитов отстает от времени образования ультраметаморфических руд. Среди рассмотренных в настоящей работе рудных месторождений таким типом связи с интрузивными породами характеризуются железистые кварциты и кварц-золоторудные жилы, связанные с метаморфическими сланцами докембрий-нижнепалеозойского возраста.

Таким образом, связанные с интрузивными породами руды находятся в различных возрастных взаимоотношениях. В зависимости от типов связи оруденение охватывает как доинтрузивный, так и интра- и постмагматические этапы их становления, в соответствии с которыми структурные взаимоотношения их самые разные. Наиболее интенсивно проявлены продукты постмагматической деятельности (плутоногенно-гидротермальные месторождения), широко и разнообразно проявлены руды интраинтрузивного этапа (собственно-магматические, пегматитовые, скарновые

и гидротермалиты ранней стадии) и сравнительно слабо, но интересно—руды доинтрузивного этапа.

О связи оруденения с процессами вулканизма

В эндогенном рудообразовании Памбак-Зангезурской зоны Малого Кавказа важная роль принадлежит вулканизму. Наибольший интерес в отношении рудоносности представляют вулканогенные образования позднеорогенной стадии собственно-альпийской эпохи, представленные эффузивно-интрузивными, экструживно-эффузивными и эффузивными комплексами. Первые из них сопровождаются апатит-магнетитовыми, рений-медно-молибденовыми и рений-молибденовыми рудами; вторые—ртутными, мышьяковыми, марганцевыми рудами; третьи—проявлениями самородной серы. Значительную роль играют вулканогенные месторождения, связанные с собственно-геосинклинальной стадией развития киммерийской и альпийской металлогенических эпох. В тесной пространственной и временной связи с субвулканическими телами находятся серноколчеданные и убогосульфидные золото-полиметаллические руды.

В большинстве случаев вулканогенное оруденение своей основной массой приурочивается к участкам развития секущих магматических тел, по сравнению с которыми рудообразовательный процесс является более длительным, начинаясь до образования секущих тел и продолжается после их внедрения. Структурный фактор, в частности дизъюнктивные и пликтивные дислокации, имеют важное значение для размещения центров вулканизма, секущих магматических тел, месторождений и рудопроявлений. Последние особенно часто охватывают участки положительных вулканических построек, осложненных сбросами и зонами дробления, образованными, главным образом, в связи с вулканическими процессами.

Источником рудоносных растворов (гидротерм) являются магматические очаги и лишь незначительная часть рудоносных гидротерм связана с самой магмой. Что же касается самого рудного вещества, то оно в ранние стадии геосинклинального развития вероятнее всего привносилось из подкоровых глубин, тогда как в позднеорогенные стадии возможно имело главным образом коровое и отчасти ювенильное происхождение.

О связи оруденения с региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом

В эндогенном рудообразовании Памбак-Зангезурской зоны значительная роль принадлежит процессам регионального мета-

морфизма и ультраметаморфизма, продукты которых пространственно тесно связаны с выходами докембрий-нижнепалеозойских метаморфических сланцев. С зеленосланцевой и амфиболитовой фациями регионального метаморфизма связаны рутилоносные сланцы и вкрапленные магнетитовые руды. Образование их вызвано перегруппировкой и перемещением элементов в пределах тех пород, за счет которых они образуются. Метаморфогенно-гидротермальные руды тяготеют к выходам «тенивых» или реоморфических гранитов и связаны с процессами гранитизации, в результате которой ряд рудообразующих элементов (Fe, Mg, Ti, Ca, Cu, Pb, Zn, Au, Ag и др.) выносятся из зон гранитизации и фиксируются в составе ультраметаморфических руд.

Образование метаморфогенных руд по сравнению с другими генетическими группами является более длительным: оно начинается с раннеорогенной стадии байкальской эпохи и, по всей вероятности, продолжается в последующие стадии и эпохи, когда в результате интенсивно проявленных процессов ультра- и динамотермального метаморфизма происходит мобилизация и перемещение рудообразующих элементов

2. Об этапности развития рудообразовательного процесса

На примере Анкаванского, Каджаранского, Меградзорского, Кафанского и других месторождений нами (Карапетян, 1970) было показано, что нередко пространственно совмещаются продукты разновозрастных рудообразовательных процессов (этапов минерализации или рудообразования). В пределах рассматриваемой территории совмещены продукты рудообразовательных процессов: собственно-геосинклинальной и раннеорогенной (Тандзут-Гамзачиманское и Кафанское рудные поля), раннеорогенной и позднеорогенной (Аравусское, Анкаванское, Каджаранское рудные поля), собственно-геосинклинальной и позднеорогенной (Зодское и Кафанское рудные поля), наконец, ранне- и поздне-собственно-геосинклинальных (Кафан-Шаумянское рудное поле) стадий развития.

К числу основных факторов, обуславливающих полиэтапность оруденения, относятся геолого-структурные условия формирования месторождений и, в частности, приуроченность их к долгоживущим региональным разломам, перманентность развития которых обуславливает экспозицию продуктов различных этапов магматизма и связанных с ними оруденений. В совместном проявлении продуктов разновозрастных рудообразовательных процессов, по-видимому, определенную роль играют также глубинность, размеры и относительное расположение сменяющих друг друга интрузий, которые, определяя температуру и масштабы

подвергающихся перегреву окружающих пород, обуславливают относительное расположение зон, благоприятных для рудной минерализации (Овчинников, 1968). Благоприятствуют совместному проявлению оруденения сравнительно меньшие размеры или более глубокое расположение более поздних магматических образований (рис. 111). Здесь речь идет не только об образовании, но и о сохранении сравнительно более ранней минерализации. Большие размеры более поздних магматических образований (интрузий, экструзий, субвулканических тел) могут привести к ассимиляции и переотложению образовавшейся до этого рудной минерализации, если они будут накладываться друг на друга или развиваться по тем же структурам, на тех же уровнях.

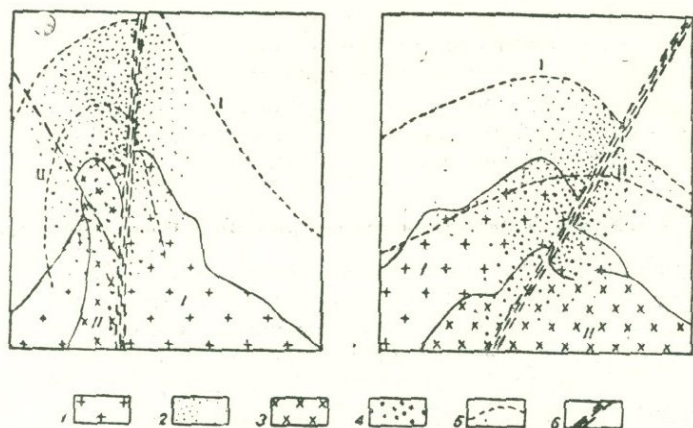


Рис. 111. Благоприятствующие полиэтапному оруденению взаимные расположения сменяющих друг друга магматических тел: 1—2—интрузии и рудная минерализация раннего (I) этапа; 3—4—магматические породы и рудная минерализация позднего (II) этапа; 5—уровни перегрева надинтрузивных зон, благоприятных для выпадения рудной минерализации; 6—тектонические нарушения

Выяснение полиэтапности оруденения имеет важное значение для решения многих вопросов эндогенной металлогении вообще и спорных вопросов возраста оруденения Малого Кавказа в частности. Полиэтапностью объясняются многие так называемые противоречивые или «взаимоисключающие» факты по отношению к дайкам и оруденениям, рудам и магматическим породам. Полиэтапность имеет существенное влияние на протяженность (вертикальный столб) оруденения. В зависимости от конкретных условий продукты накладывающихся друг на друга этапов могут

занимать существенно разное положение. При совпадении верхних границ распространения продуктов позднего этапа с нижними границами раннего этапа, вертикальный столб оруденения будет наиболее значительным, в других случаях протяженность оруденения будет сравнительно меньшей.

Важнейшими реперами для периодизации продуктов совместно проявленных разновозрастных процессов являются дайки и, в частности, интра- или пострудные дайки (рис. 112, 113), внедрение которых в оруденелые зоны приводит к различным типам и интенсивности контактового метаморфизма руд. При этом интенсивность и характер метаморфизма находятся в зависимости от мощности пострудных даек и минерального состава контактирующих руд. Механическое воздействие связано с формированием вмещающих структур и выражено в интенсивном дроблении сравнительно хрупких минералов (пирит, кварц), обломки которых у непосредственного контакта даек очень мелкие и цементируются более поздними образованиями (карбонат) (рис. 114). Признаки приконтактового дробления в рудном кварце выражены в образовании многочисленных трещинок катаклаза, заполненных также карбонатом, интенсивно развитым в самой дайке. С удалением от контакта интенсивность дробления ослабевает, на расстоянии нескольких сантиметров от контактового шва признаки контактового дробления почти полностью исчезают. Они наиболее интенсивно проявлены вдоль структур, формировавшихся в условиях сжатия, и отсутствуют вдоль пострудных даек, заполняющих структуры обратного характера. В соответствии с этим с различной интенсивностью проявлены изменения ориентировки оптической оси кварца.

Термальное воздействие даек на руды является наиболее широко проявленным типом метаморфизма, оно выражено в диссоциации, переотложении и замещении одних сульфидов другими (пирит-марказит, пирит-пирротин, борнит-халькопирит) в результате «сухого» перегрева. Вынос серы и рудных элементов приводит к «разубоживанию» руд с образованием в них многочисленных пор и пустот (рис. 115). Нередко этот процесс протекает настолько глубоко, что вдоль контакта дайки образуется темная полоса (рис. 116) с реликтами рудных минералов (рис. 117). В таких случаях в зальбандах даек наблюдается мельчайшая вкрапленность и тонкая сеть «бахромчатых» прожилков сульфидов, расположенных преимущественно параллельно контакту, как бы повторяя конфигурацию последнего. Значительное развитие имеют также прожилки, расположенные близперпендикулярно контакту. Наличие последних в местах пересечения рудных тел и даек, на первый взгляд, может свидетельствовать о дорудности даек, однако этому противоречит отсутствие связи их с массив-

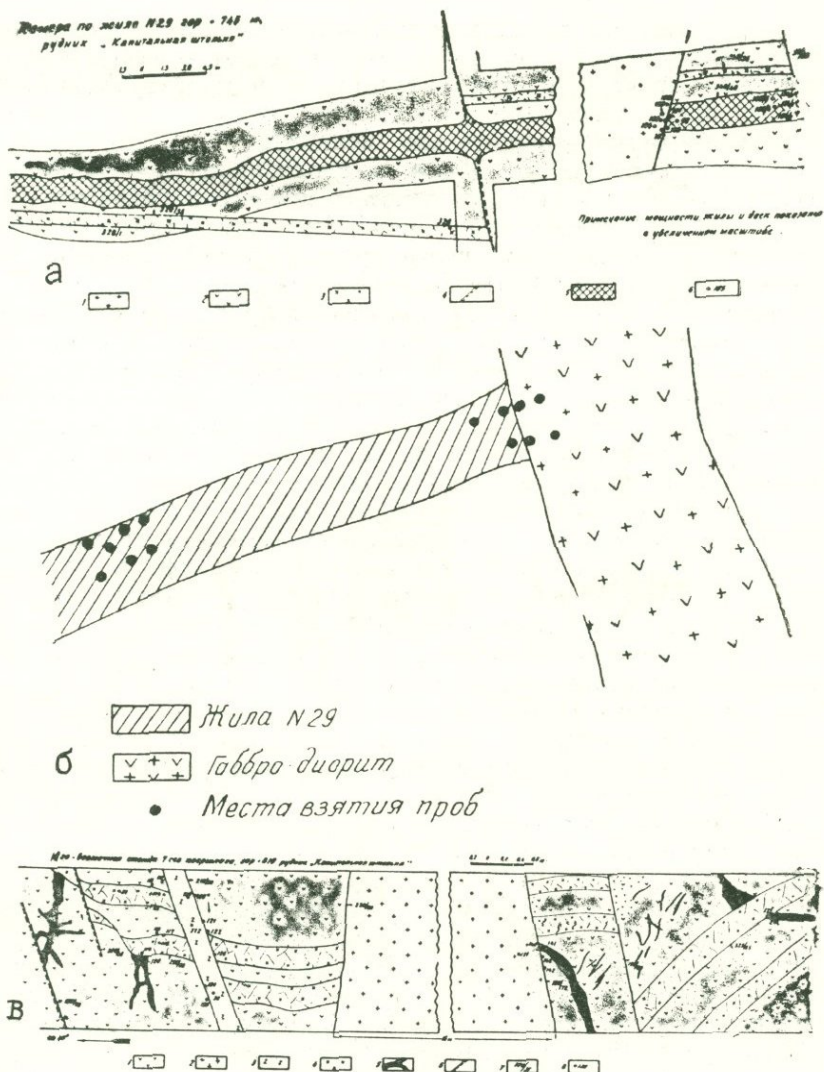


Рис. 112. Взаимоотношения даек (разного состава и возраста) и оруденения (горизонт штольни 746 м). а: 1—пострудная дайка габбро-диорита; 2—гидротермально измененные кварц-плагиоклазовые порфириты; 3—дорудная дайка (кислая); 4—тектонические нарушения; 5—жила № 29 (медноколчеданная); 6—места взятия проб. б—деталь фиг. а; в: 1—гидротермально измененные породы; 2—вмещающие породы свежие; 3—пострудная дайка (диабазовая); 4—пострудная габбро-диоритовая дайка; 5—рудные тела; 6—тектонические нарушения; 7,8—места и номера взятия проб.

Штрёк на 3" по жиле N32 из S южного нагорного
сер 708, рудник "Копитовская шпатель"
"41 0 41 10"

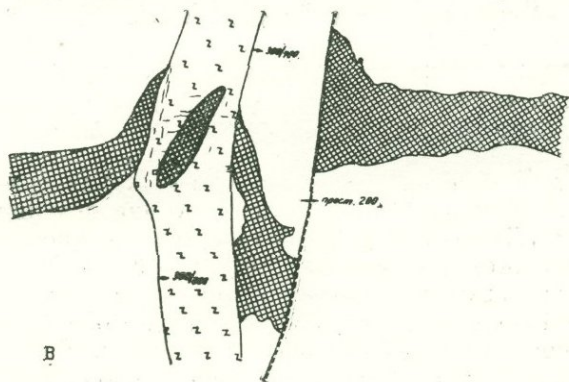
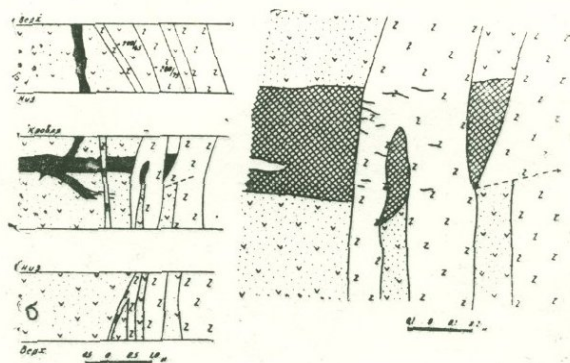
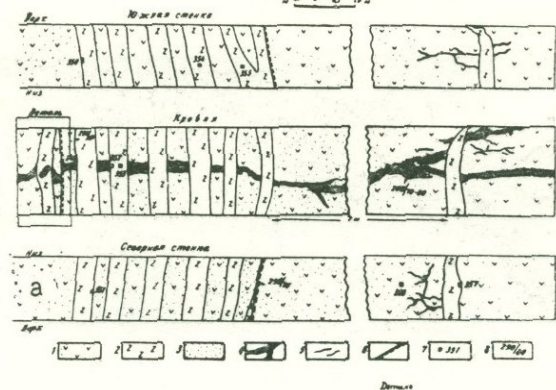


Рис. 113. Пострудные дайки пересекают колчеданную нарушения, 7,8—номера и места взятия проб; б и в— детали фигуры а (заштрихованные—рудные жилы) нение, 4—рудные тела, 5—прожилки, 6—тектонические жилу. а:1—гидротермально-измененные порфиры, 2—диабазовые дайки, 3—вкрапленное сульфидное оруд-

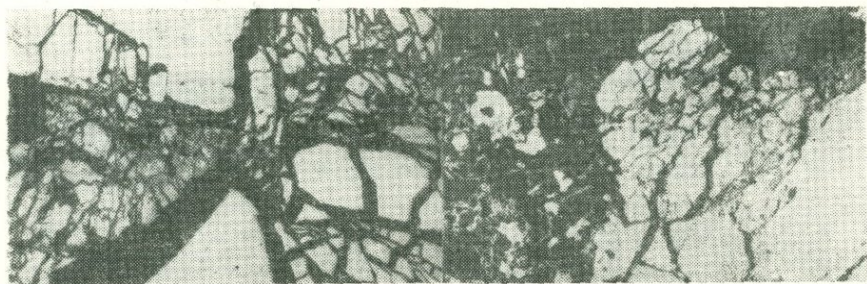


Рис. 114. Раздробление и частичное замещение (параморфное превращение) пирита (Py) марказитом (Ms) вдоль пострудной дайки диабазового порфирита (рудник 7—10, горизонт штольни 1009 м, Кафанское месторождение, $\times 320$)

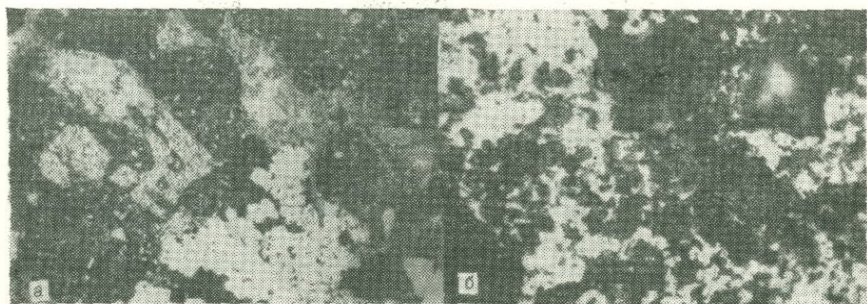


Рис. 115. Микрофото поверхности полированного шлифа. Разубоживание сульфидных руд с образованием пор и реликтивных структур вдоль пострудных даек диабазового порфирита (а) и габбро-диорита (б). Кафан, $\times 300$

ной рудой и полное их исчезновение в участках приконтактового разубоживания (рис 116). Образование аналогичных прожилков объясняется (Логинов и др., 1963) переотложением рудных минералов в результате простого перегрева руд (без значительного участия гидротерм) под воздействием пострудных даек. Образование отмеченных прожилков является частным случаем ассимиляции рудного вещества дайками, внедрившимися в оруденелую толщу пород, и происходит путем переотложения сульфидов еще не полностью остывшей, но уже движущейся магмой. При этом бахромчатое строение прожилков, обусловленное избирательным замещением основной массы породы сульфидным веществом

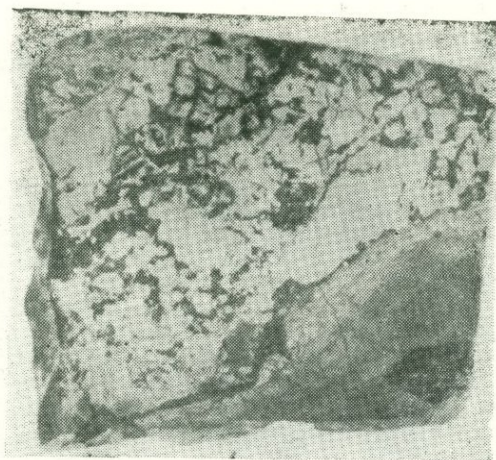


Рис. 116. Контакт массивной халькопиритовой руды с пересекающей рудную жилу диабазовой дайкой на горизонте 746 м. Кафанского рудника. Вокруг контактового шва образуются волосяные прожилки, берущие начало с зоны разубоживания с реликтивной структурой. Фото полированного штуфа

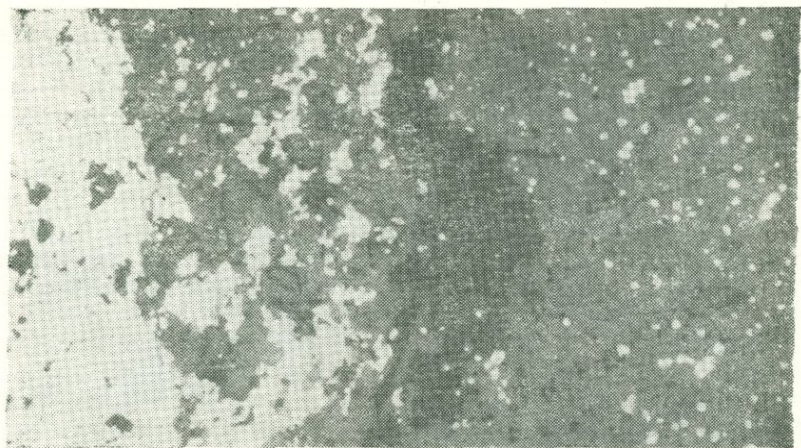


Рис. 117. Деталь рис. 116 под микроскопом, $\times 160$, контакт дайки с оруденелой породой с реликтами сульфидных минералов

без заметного воздействия на порфировые выделения плагиоклазов, дает основание считать, что привнос рудного вещества в дайку начался тогда, когда она представляла собой еще «кашеобразную» массу с многочисленными кристаллами плагиоклазов, и завершился позже затвердевания дайки, когда уже началось образование контракционных трещинок.

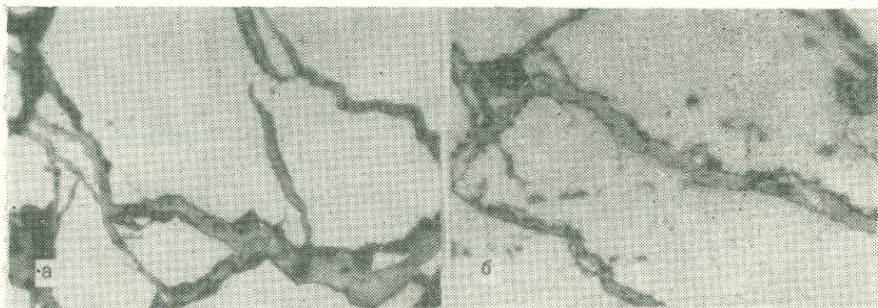


Рис. 118. а, в. Микрофото. Прожилки гематита в полях пирита. Контакт габбро-диоритовой дайки. Жила № 29, рудник «Капитальная штольня», гор. 746 м, камера по жиле, полир. шлиф, $\times 260$ (Кафанское месторождение)

Кроме частичного растворения и разубоживания, наблюдается значительное изменение минерального состава руд, обусловленное термальным воздействием дайки, в результате которого происходит замещение и превращение борнита в халькопирит ($\text{Cu}_5\text{FeS}_4 = \text{CuFeS}_2 + 2\text{Cu}_2\text{S}$) (Логинов, 1960) с удалением значительной части Cu в виде Cu_2S , заметная летучесть которой при высокой температуре доказана экспериментальным путем (Cill, 1959). Не исключена возможность также превращения борнита в халькопирит путем реакции его с пиритом по схеме: $\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 4\text{FeS}_2 = 5\text{CuFeS}_2 + 2\text{S}$ (Филимонова, 1962). При этом так же, как и при замещении пирита пирротинном ($2\text{FeS}_2 = 2\text{FeS} + \text{S}_2$), происходит удаление значительной части S. Заслуживает особого внимания факт превращения пирита в марказит (рис. 114).

Наиболее интересным проявлением контактового метаморфизма руд вдоль пострудных даек является экзоконтактовое минералообразование, выраженное в метасоматическом замещении сульфидов окислами Fe—гематитом и магнетитом. Нередко пирит и халькопирит полосой 10—15 см замещаются гематитом, мартитом и магнетитом (рис. 118—121), которые по мере удаления от дайки постепенно исчезают. При этом меняется не только общее количество окислов, но и их количественные соотношения.

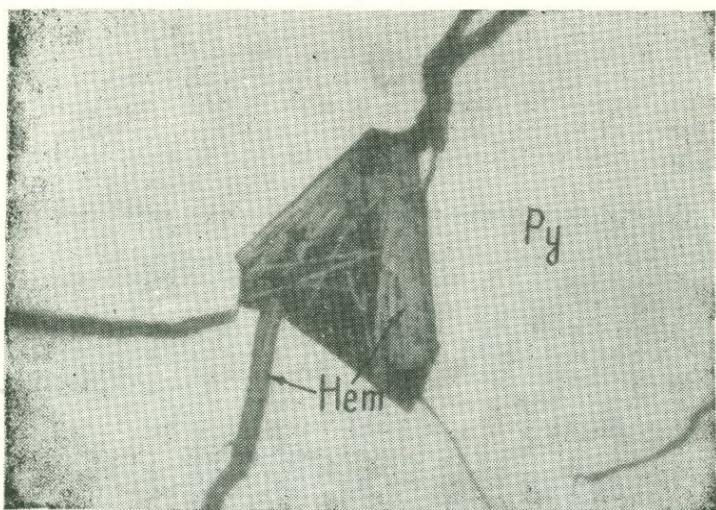


Рис. 119. Замещение пирита (Py) пирротинном, магнетитом и гематитом (Hem) вдоль пострудной дайки габбродиорита, полир. шл., $\times 360$, горизонт 746 м (Кафанское месторождение)



Рис. 120. То же, что и на рис. 119, полир. шл., $\times 360$

Последние во многом зависят от интенсивности протекания процесса мартитизации, который у непосредственного контакта проявлен сильнее. Гематизация сульфидных руд происходит не только путем мартитизации, но и непосредственного замещения сульфидов гематитом. Об этом свидетельствует развитие таблитчатых (рис. 119, 120) и радиально-лучистых агрегатов гематита по сульфидам.

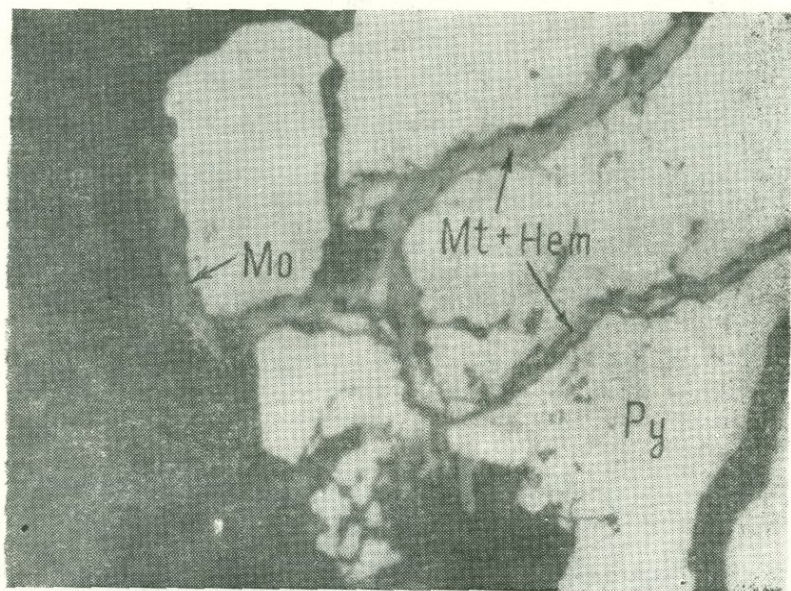


Рис. 121. Первая находка молибденита в рудах Кафанского месторождения вместе с гематитом в качестве новообразований заполняющих трещинки и развивается по пириту (Py)

Отчетливо проявленные признаки термальной диссоциации сульфидов вместе с интенсивно проявленной гематитизацией и образованием пирротина являются результатом сравнительно высокотемпературного метасоматоза при высоком парциальном давлении кислорода. Аналогичные факты, установленные на месторождениях Квебек и Левиха, объясняются (Stevenson, 1937; Лазаренко, 1947) гидротермальными процессами, сопровождающими внедрение даек. При этом воздействие водяного пара на сульфиды приводит к освобождению некоторого количества сероводорода ($\text{MeS} + \text{H}_2\text{O} = \text{Me}(\text{OH})_2 + \text{H}_2\text{S}$) (Ольшанский, Иваненко, 1958),

который вместе с продуктами ассимиляции и термической диссоциации сульфидов частично переходит в дайку, обуславливая образование здесь сульфидной минерализации. Последние в виде тонкой вкрапленности (рис. 122) и разноориентированных, невыдержанных прожилков развиты в зальбандах дайки и почти полностью отсутствуют в ее центральных частях. С удалением

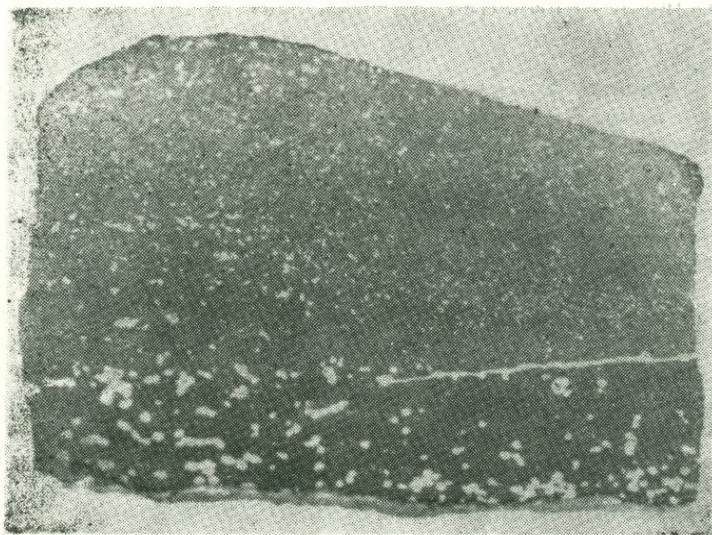


Рис. 122. Фото полированного штуфа. Вкрапленность пирита в пострудной дайке габбро-диорита (горизонт 746), уменьшено в 2 раза (все образцы из Кафана)

от контактов размер вкрапленников уменьшается. Образование аналогичной минерализации В. С. Коптев-Дворников, а затем В. П. Логинов, В. Л. Русинов и др. (1963) объясняют циркулирующей гидротермальными растворами, которые выделяются из расплава самих даек в качестве остатка их кристаллизации. Растворы, циркулируя по контактам даек, приводят к появлению контактовых новообразований, представленными гематитом, мартитом, магнетитом, марказитом и другими минералами, которые развиты как в приконтактной полосе дайки (замещая раздробленный пирит), так и в самой дайке в виде бахромчатых прожилков.

Для полиэтапных (моно- или полиформационных) месторождений естественно ожидать сложные взаимоотношения интрузивных пород, даек и оруденения. Дорудные для позднего этапа се-

кушие тела должны быть пострудными для более раннего этапа, но магматические породы, взятые в целом, если они связаны с единым очагом, должны быть дорудными, ибо последний этап рудообразования искажает и затушевывает факты, связанные с наложением даек позднего этапа на оруденение ранних этапов.

3. О стадийности развития рудообразовательного процесса

Во второй главе при рассмотрении вопросов онтогенеза рудных месторождений было показано, что в большинстве случаев рудообразовательный процесс носит стадийный характер. При этом месторождения различных генетических групп и составов существенно отличаются друг от друга числом и интенсивностью проявления стадий минерализации, а также составом связанных с ними минеральных парагенезисов. На рис. 123 приведены основные парагенетические ассоциации элементов, проявленные во всех рассматриваемых месторождениях.

Общим для большинства рудных месторождений является то, что от ранних к поздним стадиям минерализации собственно рудообразовательного процесса возрастает число элементов, участвующих в минералообразовательном процессе. Так, если минералы ранних парагенезисов сложены из 2—3 элементов, то в составе парагенезисов поздних стадий иногда участвуют до 15—20 элементов. При этом время образования основных концентраций ряда редких и благородных элементов соответствует сравнительно поздним стадиям минерализации. Уменьшение степени дифференцированности рудообразующих растворов, по-видимому, во многом обусловлено возрастанием длительности пауз между вспышками трещинообразования по мере эволюции магматического очага.

В большинстве месторождений выделяются 2—3, иногда и больше элементов, которые являются сквозными и участвуют в составе почти всех стадий минерализации, но выпадают в составе главнейших рудообразующих минералов лишь одной, двух или трех стадий. Наряду со сквозными элементами в рудообразовательном процессе участвуют элементы, привнос которых соответствует строго определенным стадиям минерализации.

Рудообразовательный процесс в рассмотренных месторождениях происходит в значительных диапазонах температур. Так, основные продуктивные стадии формируются в пределах высоких (собственно-магматические, некоторые метаморфогенные месторождения), высоко-средних (пегматитовые, скарновые, часть метаморфогенных, плутоногенно- и вулканогенно-гидротермальных

ГРУППЫ МИНЕРАЛОВ И ЭЛЕМЕНТЫ	Генетическая группа		Собит		Пегмат		Скарновая		Плутоногенно		Гидротермальная		Вулканогенная		Метаморфогенная	
	ФОРМАЦИЯ		Al-Mg-Fe		Ca-Mg		Fe		Cu-Mo		As-n		F-TR		S	
	Месторождения и рудопроявления		Минералы и химические элементы													
ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ																
Al-Si-A-Na-Ca-Fe																
Fe-Ti(V)-O																
Fe-P-O																
Fe-S																
Al-Si-P-F-TR-O																
Cu-Mo-Si-S-O																
Bi-Te(Au-Ag)-S																
Fe-O																
Fe-Ca-Si-O																
Mo-S-Si-O																
Mo-Fe-S																
Pb-Zn-Cu-S(As)																
Cu(Fe)-As-S																
Pb-Zn-Au-Ag-Te-S																
Sb-As-Si-S-O																
Si-Fe-As-S-n																
As-S																
Si-Au-O																
P-TR-O																
Mo-S																
Mo-O																
S-TR-O																
Fe-Si-O																
Ca-C-Mn-Si-O																
Si-Ca-C-O																
Ca-O																
Si-O																
Si-As-S-O																

Рис 123. Парагенетические ассоциации элементов эндогенных рудных месторождений Памбак-Зангезурской металлогенетической зоны и прилегающих частей Малого Кавказа

месторождений), средних (часть плутоногенно-гидротермальных, вулканогенных месторождений), средне-низких (большинство вулканогенных и плутоногенно-гидротермальных месторождений) и низкотемпературных (некоторые вулканогенные месторождения) условий.

Для эволюции температурных условий характерна реювенация, при этом вдоль наиболее ранних, сравнительно высокотемпературных стадий нередко проявлена интенсивная калишпатизация или биотитизация, свидетельствующие о щелочности циркулирующих вдоль них растворов. Во многих случаях основные продуктивные стадии минерализации почти полностью лишены окислительных изменений, что можно рассматривать как результат выпадения руд из слабокислых или слабощелочных растворов. Продукты сравнительно поздних стадий (полиметаллическая, золото-теллуровая, антимонитовая, сульфоантимонитовая и др.) очень часто сопровождаются серицитизацией, в зоне проявления которой породы существенно обеднены железом, магнием, натрием, кальцием и другими элементами, что можно рассматривать как свидетельство о кислом характере растворов. В конце рудообразовательного процесса щелочность растворов снова возрастает, обуславливая образование карбонатных жил, прожилков и вкрапленности, а еще позже местами снова возрастает кислотность, что приводит к проявлению ангидрит-гипсовой минерализации. Отдельные фрагменты этой картины нередко удается наблюдать вдоль продуктов одной и той же стадии, подтверждая точку зрения о цикличности изменения состава растворов внутри отдельных стадий.

К. А. Карамян (1978) среди рассмотренных здесь месторождений выделяет месторождения с растянутым и сжатым процессом минерализации. Для первого типа характерны так называемые промежуточные стадии, наблюдается преемственность между стадиями, выраженная в участии одних и тех же минералов в составе сменяющих друг друга стадий минерализации. В месторождениях со сжатым процессом рудообразования стадии минерализации резко отличаются друг от друга по своему минеральному составу, нет промежуточных стадий и преемственности между ними.

В целом слагающие руды парагенетические ассоциации минералов подразделяются на главнейшие и второстепенные, которые в свою очередь подразделяются на устойчивые и изменчивые. При этом главнейшие парагенетические ассоциации минералов являются устойчивыми—постоянно проявленными во всех месторождениях сходного состава руд, хотя не всегда устойчивые ассоциации являются главнейшими. Кроме того, главнейшие устойчи-

чивые ассоциации в месторождениях другого состава выступают в роли второстепенных устойчивых и второстепенных изменчивых ассоциаций. Более того, они в определенных случаях представляют собой чуждые парагенетические ассоциации и нередко проявлены настолько интенсивно, что наряду с другими парагенетическими ассоциациями минералов выступают в роли главных ассоциаций.

4. О возрасте эндогенного оруденения

Эндогенные руды рассматриваемой зоны являются результатом длительной истории геологического развития и охватывают время от докембрия-нижнего палеозоя до плио-плейстоцена. Характер и интенсивность проявления его в различных эпохах, стадиях и этапах развития Малого Кавказа существенно разные. К. Н. Паффенгольц (1970) на территории Малого Кавказа выделяет пять металлогенических эпох, по И. Г. Магакьяну (1967), на территории Армении проявлены две металлогенические эпохи (киммерийская, альпийская). А. Т. Асланян (1958) здесь выделяет четыре металлогенические эпохи: каледонскую, герцинскую, тихоокеанскую и альпийскую.

Обобщение приведенного в предыдущих главах фактического материала позволяет заключить, что на территории рассматриваемой зоны и прилегающих частей Малого Кавказа с различной интенсивностью проявлены байкальская, киммерийская и альпийская эпохи.

Рудные месторождения позднепротерозойской— раннепалеозойской (байкальской) металлогенической эпохи

Согласно А. Т. Асланяну (1958) эпоха охватывает время от верхнего докембрия до нижнего силура. По нашим данным, эта эпоха ознаменовалась образованием разнообразных по составу и условиям образования полезных ископаемых (рудных, нерудных), среди которых особое место занимают развитые в Цахкуняцком рудном районе (рис. 124) месторождения метаморфогенных руд. Среди последних наиболее древними являются руды ультраметаморфического или метаморфогенно-гидротермального генезиса, представленные железистыми кварцитами (Мармарик, Меградзор, Бжни и др.) и кварц-золоторудными образованиями (Ванки-дзор, Коджа-Дара, Зар и др.). Сравнительно более поздними являются метаморфические руды, среди которых наибольшее практическое значение имеют рутилоносные сланцы (Арзакан, Чкнах и др.). Генетическим аналогом этих руд являются вкрапленные магнетитовые руды, развитые на восточном фланге

Арзаканского проявления титана. Вместе с тем эти два типа руд занимают идентичное стратиграфическое положение, рудообразовательный процесс является неотъемлемой частью регионального метаморфизма. В зависимости от степени проявления последнего, процессы рудообразования и состав руд разные. Верхний возраст-

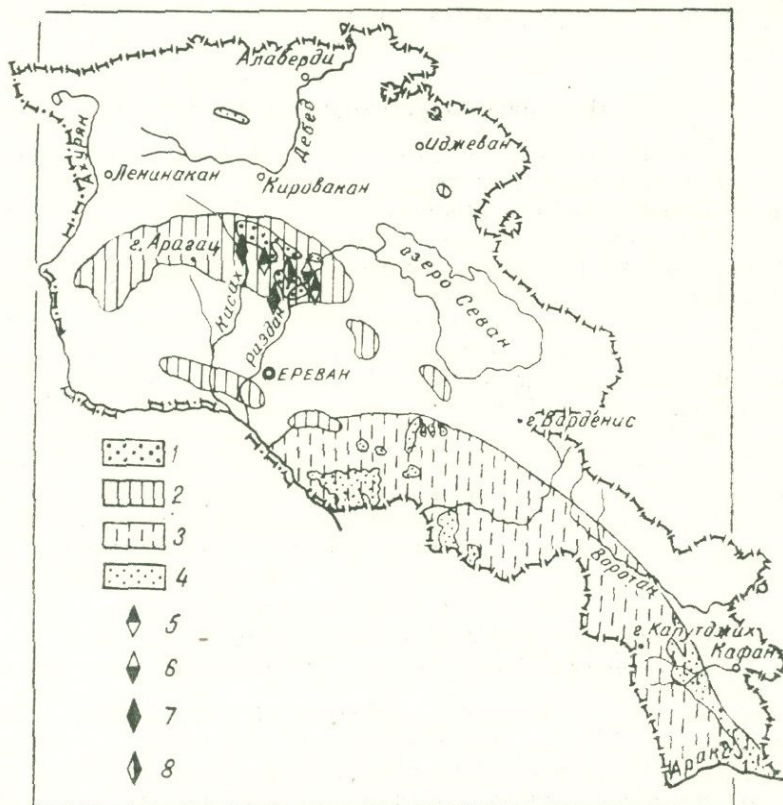


Рис. 124. Площади распространения оруденения (1) и перспективные в отношении оруденения (2) байкальской металлогенической эпохи; выходы среднепалеозойских (D, C, P) отложений (3); площади возможного развития месторождений средне-позднепалеозойского возраста (1—4). Рудные месторождения: метаморфогенных железных (железистых кварцитов) (5), кварц-золоторудных метаморфогенно-гидротермальных (6), титановых метаморфических (рутилоносных Mt сланцев) (7), вкрапленных (метаморфических) (8) руд (карта составлена с использованием геологической информации, полученной научными и производственными организациями, проводившими исследования на территории республики)

ной предел рудообразовательных процессов в настоящее время не установлен, очевидно они проявились после образования самих вмещающих пород, в раннеорогенную стадию байкальской геосинклинали, и повторились в связи с дальнейшими стадиями и этапами развития байкальской и других металлогенических эпох. В целом перспективы оруденения рассматриваемой эпохи значительны.

*Рудные месторождения раннеальпийской (киммерийской)
металлогенической эпохи*

По А. Т. Асланяну (1958), эта металлогеническая эпоха охватывает время от юры до нижнего мела. В этом интервале времени, по К.Н. Паффенгольцу (1970), на территории Малого Кавказа выделяется верхнеюрско-нижнемеловая металлогеническая эпоха, которая, однако, по А. А. Габриеляну (1978), характеризуется неполным развитием геосинклинального процесса (редуцированы начальная и позднеорогенная стадии) и по особенностям пликативных структур (брахиформные, куполовидные, сундучные при почти полном отсутствии линейных), а также по характеру магматизма (вулканиты, преимущественно среднего и кислого состава, основные эффузивы играют подчиненную роль, отличаются повышенной щелочностью) скорее всего соответствует режиму срединных массивов (Ломизе, Суханов, 1976).

Собственно-геосинклинальная стадия киммерийской эпохи соответствует средней-верхней юре, проявилась в соседней (Алаверди-Кафанской) зоне и ознаменовалась интенсивным проявлением колчеданного оруденения (рис. 125).

Раннеорогенная стадия (Cr_1) проявилась в передлах как Алаверди-Кафанской, так и самой Памбак-Зангезурской зоны в виде небольших скарновых железорудных, полиметаллических, медно-молибденовых, золото-кварцевых месторождений, которые локально тесно связаны с интрузиями гранодиоритов и кварцевых диоритов (Спитакская, Такарлинская, Анкаванская, Агверанская, Кохбская, Цавская) досеноманского возраста (103—124 млн. лет).

*Рудные месторождения собственно альпийской
металлогенической эпохи*

Собственно-альпийская металлогеническая эпоха на территории Малого Кавказа, по И. Г. Магакьяну (1974), охватывает время от верхнего мела до плиоцена, по А. Т. Асланяну (1958) — от сеномана до антропогена. К. Н. Паффенгольц (1970) в этом интервале времени выделяет две металлогенические эпохи: позд-

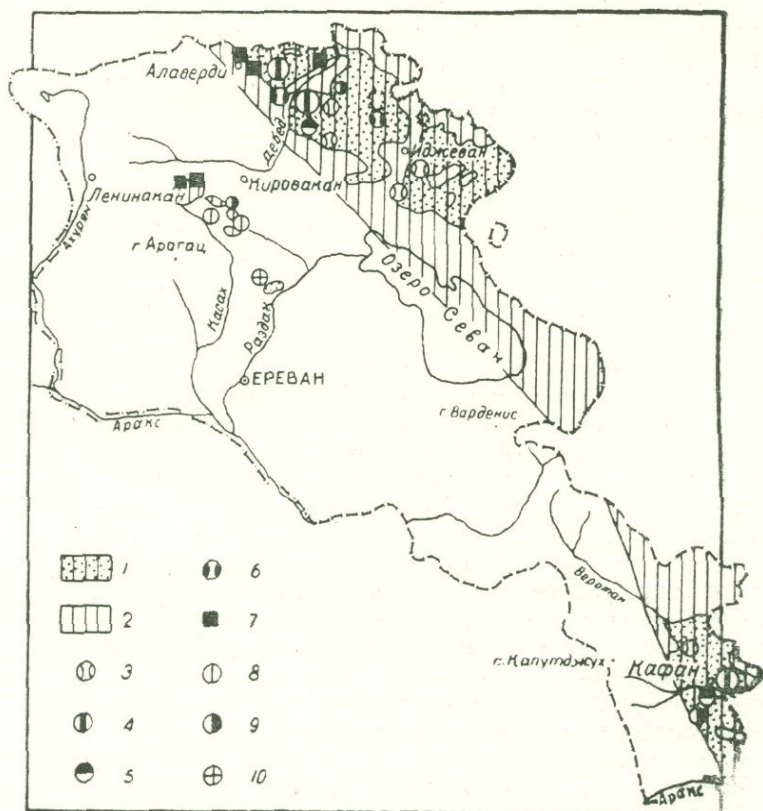


Рис. 125. Площади распространения оруденения (1) и возможного развития (2) оруденения среднемеозойской (I_1 , Cr_1) (киммерийской) металлогенической эпохи: 1—выходы пород юрского и нижнемелового возраста. Рудные месторождения собственно-геосинклинальной стадии развития киммерийской эпохи: 3—серноколчеданные, 4—медноколчеданные, 5—колчеданно-полиметаллические, 6—барито-полиметаллические месторождения раннеорогенной стадии развития; 7—скарновые железорудные, 8—золото-кварцевые, 9—медно-молибденовые, 10—полиметаллической формации (карта составлена с использованием геологической информации, полученной научными и производственными организациями, проводившими исследования на территории республики, и палеогеографической карты А. Т. Вегуни, 1970)

неоценовую и раннемиоценовую, которые, на наш взгляд, было бы правильнее считать стадиями альпийской эпохи. По И. Г. Магакьяну (1974), развитие альпийской металлогенической эпохи имело место в течение четырех стадий, ознаменовавшихся образованием определенного комплекса рудных месторождений: ранней ($\text{Cr}_2\text{—Pg}_1$)—хромитовых и колчеданных, средней (Pg_2)—медных и полиметаллических, поздней ($\text{Pg}_3\text{—N}_1$)—медно-молибденовых и, наконец, конечной ($\text{N}_1\text{—N}_2$)—золото-ртутно-сурьмяно-мышьяковых.

Обобщение приведенного в предыдущих главах фактического материала позволяет заключить, что для территории Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа альпийская металлогеническая эпоха является наиболее продуктивной и интересной в отношении эндогенного оруждения. Именно в эту эпоху образовались важнейшие промышленные медно-молибденовые, золоторудные, железорудные месторождения, весьма перспективные месторождения полиметаллических, ртутных и других руд, а если геосинклинальный пояс Малого Кавказа рассмотреть в целом, то к перечисленным должны добавить месторождения хромитовых и колчеданных руд, которые являются результатом трех последовательно проявленных стадий развития альпийской геосинклинали.

Собственно-геосинклинальная стадия охватывает время от верхнего мела до эоцена включительно ($\text{Cr}_2\text{—Pg}_2^3$). В эту стадию по границам зоны закладывались Севано-Амасийская, Вединская, Зангезурская разломные зоны, вдоль которых в связи с плутоническими формациями базальтоидной магмы образовались формации хромитовых, титаномагнетитовых, апатит-магнетитовых, скарновых железных руд, а в связи с вулканическими формациями—серноколчеданные, субвулканические убогосульфидные золото-полиметаллические и эксталяционно-осадочные марганцевые руды (рис. 126).

Раннеорогенная стадия по сравнению с ранней стадией является менее продолжительной ($\text{Pg}_3^1\text{—N}_1^1$), но играет исключительно важную роль в эндогенной металлогении складчатых зон. В связи с различными проявлениями гранитоидного магматизма, обусловленного процессами палингенеза, образуются плутогенные (собственно-магматические, пегматитовые, скарновые, гидротермальные) месторождения (рис. 127). С наиболее ранними, сравнительно более основного состава образованиями связаны главным образом железорудные, полиметаллические и отчасти медно-молибденовые месторождения; с более поздними, наиболее кислыми дифференциатами и щелочными интрузивными породами связаны редкометалльные, золоторудные, ртутные месторождения.

Позднеорогенная стадия охватывает время от верхнего миоцена до антропогена (N_1^2-Q) и ознаменовалась образованием вулканогенных рудных месторождений в связи с формациями эффузивно-экструзивных, субвулканических и эффузивных пород андезит-дацитового, липаритового, а также базальтоидного состава. С первыми из них связаны рений-молибденовые, рений-медно-молибденовые, ртутные, мышьяковые, марганцевые месторож-

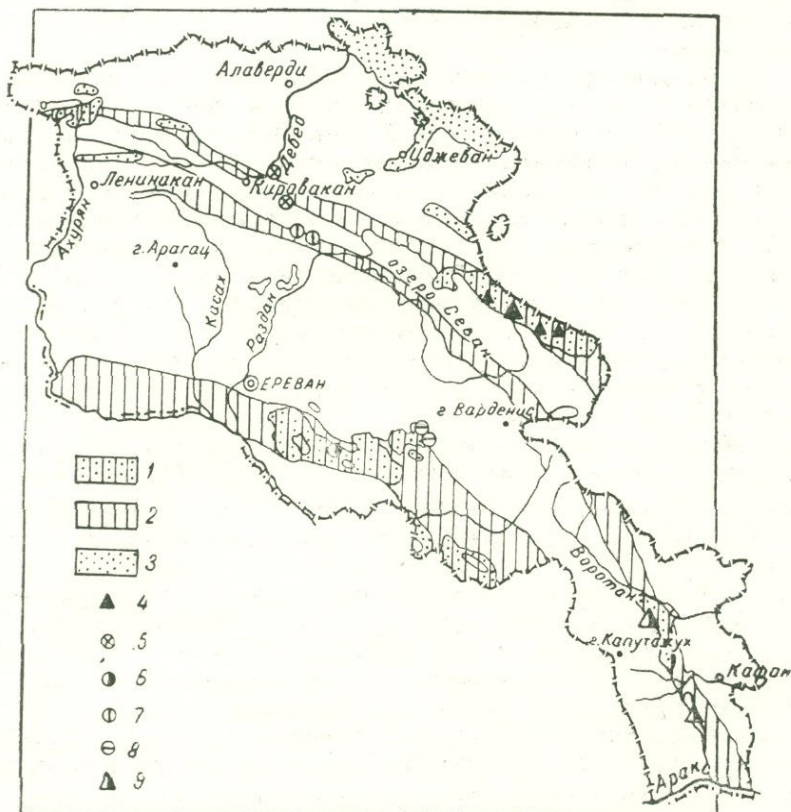


Рис. 126. Площади распространения (1) и возможного развития (2) рудных месторождений собственно-геосинклинальной стадии собственно-альпийской металлогенической эпохи: 1—выходы пород верхнемелового возраста; рудные месторождения: 3—хромитовые; 4—серноколчеданные; 5—меднорудные; 6—убогосульфидные золото-полиметаллические; 7—марганцевые эксгальационно-осадочные; 8—Au—Sb—полиметаллические; 9—титаномагнетитовые (карта составлена с использованием геологической информации, полученной научными и производственными организациями, проводившими исследования на территории республики и литолого-палеогеографической карты М. А. Сатяна, 1979)

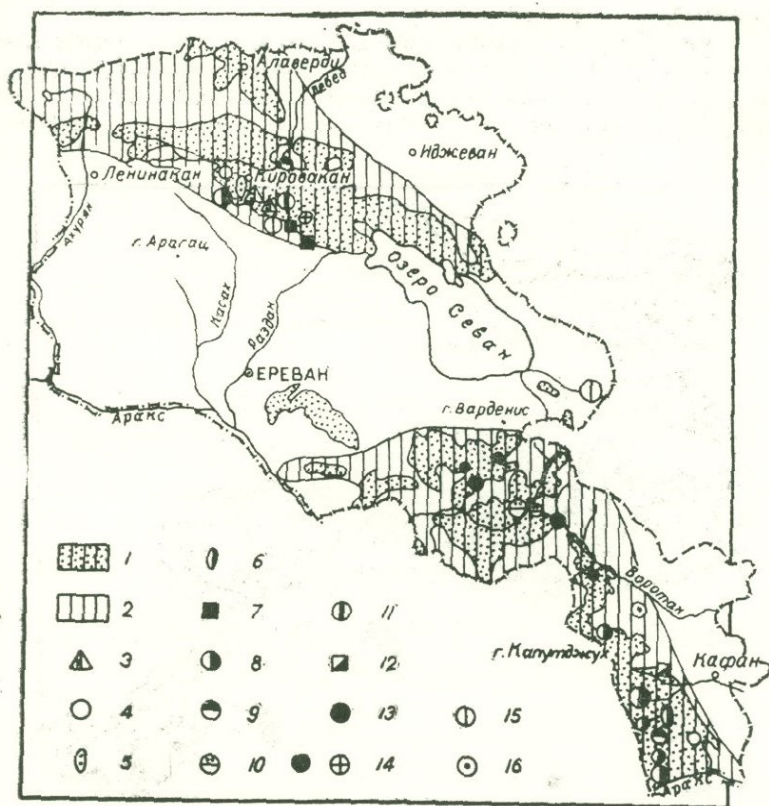


Рис. 127. Площади распространения и возможного развития рудных месторождений раннеорогенной стадии альпийской металлогенической эпохи: 1—выходы пород палеогенового возраста, 2—области их первичного развития. Рудные месторождения: 3—нефелиновых сиенитов, 4—апатит-магнетитовые, 5—пегматитовые редкометалльные, 6—пегматитовые медно-молибденовые, 7—скарновые железорудные, 8—плутоногенно-гидротермальные медно-молибденовые, 9—золото-полиметаллические, 10—золото-сурьмяно-полиметаллические, 11—флюорит-редкоземельные, 12—скарновые медно-молибденовые, 13—полиметаллические, 14—молибден-полиметаллы-редкометалльные, 15—золото-теллур-полиметаллические, 16—гидротермальные железорудные (карта составлена с использованием геологической информации, полученной научными и производственными организациями, проводившими исследования на территории республики, и палеогеографических карт А. Т. Вегуни, 1970)

дения; со вторыми—месторождения самородной серы и апатит-магнетитовых руд (рис. 128).

Таким образом, преобладающее большинство промышленных эндогенных рудных месторождений Малого Кавказа связано с последней металлогенической эпохой и в особенности с ранне-орогенной ее стадией. Для собственно-геосинклинальной и позд-

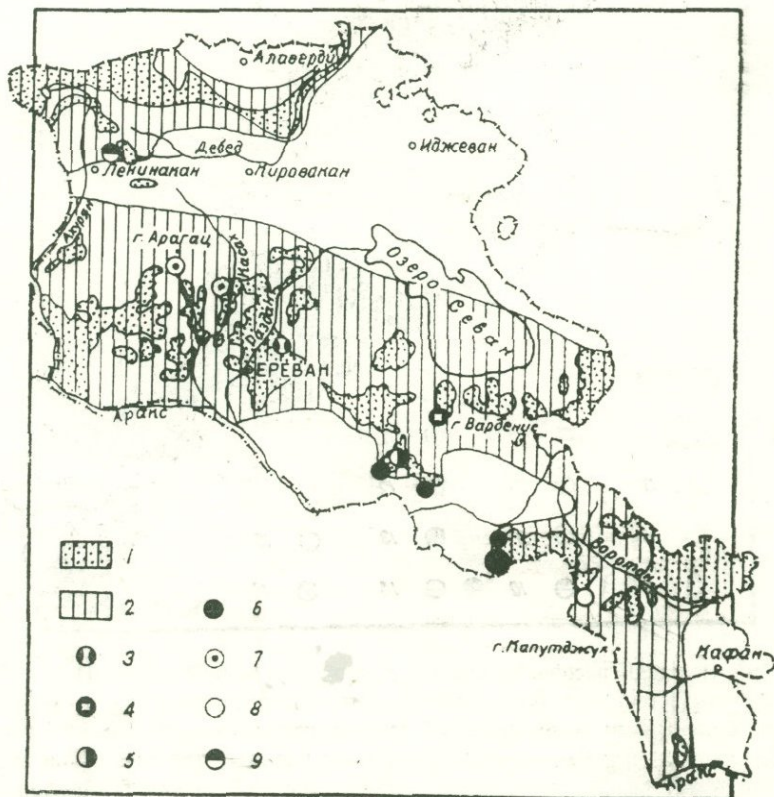


Рис. 128. Площади распространения и возможного развития рудных месторождений позднеорогенной стадии альпийской металлогенической эпохи: 1—выходы пород неогенового возраста; 2—области первичного развития. Рудные месторождения; 3—фосфор-железородные, 4—рений-молибденовые, 5—рений-медно-молибденовые, 6—ртутные, 7—самородной серы, 8—мышьяковые, 9—сурьмяные (карта составлена на основании всей геологической информации, полученной научными и производственными организациями, проводившими исследования на территории республики и палеогеографических карт А. Т. Вегуни)

неорогенной стадий геосинклинального развития наиболее характерны вулканогенные месторождения, тогда как рудные месторождения раннеорогенной стадии представлены главным образом плутогенными образованиями. Магматогенные руды во времени образования резко оторваны от метаморфогенных месторождений.

VI. Формационная классификация эндогенных руд

Важнейшим звеном металлогенического анализа, базирующегося на результатах геологических, петрологических, геохимических, геофизических и других исследований, является классификация и систематизация руд на формационной основе. Под классификацией в согласии с В. И. Драгуновым (1973₁, 1973₂) и В. Н. Васильевым (1968) мы подразумеваем группировку продуктов рудообразовательного процесса по определенным свойствам и уровням организации веществ (атомы—молекулы—минералы—горные породы—парагенерации—парагенезисы парагенераций и т. д.), под систематизацией—подразделение каждой из этих ступеней по конкретным признакам.

1. Некоторые вопросы формационного анализа руд

Термин «формация» в переводе с латинского означает «образование, изображение»; введен в геологическую литературу в конце XVIII века А. Вернером и Г. Фукселем. Ими под этим термином понимались сходные по петрографическим признакам осадочные породы, образовавшиеся в одинаковых условиях. Позже А. Вернер в рудные формации объединил группы жил в пределах одного и того же рудного поля или рудного узла, отличающихся друг от друга по составу и относительному возрасту. В конце XIX века в понимание формации вкладывалось историко-геотектоническое значение (М. Бертран и др.). Большой вклад в формирование и развитие учения о формациях внесли: А. Г. Бетехтин (1945), С. С. Смирнов (1947), И. Г. Магакьян (1950, 1967), Е. Е. Захаров (1953), Н. П. Херасков (1957), Е. Е. Хаин (1959, 1960), Н. С. Шатский (1960), В. В. Белорусов (1962, 1972), П. М. Татаринов (1963), Ю. А. Кузнецов (1964), Р. М. Константинов (1965, 1973), В. А. Кузнецов (1966, 1971) и др. Ими подчеркивалось значение формационного анализа для изучения сложнейших геологических процессов. В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов и др. (1971) выдвинули и обосновали точку зрения о том,

что формационный анализ месторождения является научной основой прогнозирования оруденения. Вместе с тем ряд вопросов, возникших в связи с развитием учения о рудных формациях, остается еще недостаточно разработанным. Остается дискуссионным определение самого понятия «рудная формация» и, следовательно, еще нет единого мнения о том, чему она соответствует в своем конкретном выражении.

А. Г. Бетехтин (1945) предложил сохранить термин «рудная формация» в прежнем его понимании, считая его намного уже, чем понятие «семейство руд», а в основу выделения семейства он ставил химический и минералогический состав руд, текстурно-структурные их особенности, условия залегания и отношение к вмещающим породам. Существенно иное значение приобрел термин «рудная формация» у Е. Е. Захарова (1953), согласно которому рудная формация объединяет не жилы сходного минерального состава, а месторождения, при этом предложенная им формулировка формации очень близка к таковой семейства руд А. Г. Бетехтина (1945) и И. Г. Магакьяна (1950). Дальнейшее развитие учения о рудных формациях (Константинов, 1965, 1973; Кузнецов, 1966, 1971; Магакьян, 1967 и др.) привело к тому, что в настоящее время большинством исследователей под рудной формацией подразумевается группа месторождений, объединенных общностью минерального состава или сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях или характеризующимися общностью генетических особенностей, геологических условий проявления. Кроме того, С. С. Смирнов (1974) и И. Г. Магакьян (1967) в это понятие включают также сходное экономическое значение. В. В. Панцулая (1976) под рудной формацией подразумевает естественную ассоциацию рудных месторождений одинакового генезиса и сходного минерального состава, приуроченных к определенным типам геологических структур и возникших на однозначных стадиях металлогенических эпох. Таким образом, в настоящее время большинством исследователей понятие о рудных формациях отождествляется с понятием о формациях рудных месторождений.

В соответствии с предложенными формулировками рудной формации основным критерием, определяющим принадлежность месторождений к той или иной рудной формации, считается минеральный состав руд или повторяющиеся в определенной последовательности устойчивые парагенетические ассоциации минералов (Константинов, 1965, 1973). Однако при этом, к сожалению, не указывается, какое значение следует придавать количественным соотношениям слагающих руды парагенетическим ассоциациям минералов. Между тем устойчивые минеральные ассоциа-

ции в определенной последовательности проявляются в месторождениях, характеризующихся существенно иным количественно-минеральным составом руд. Так, например, Тандзутское серноколчеданное месторождение по составу слагающих руды парагенетических ассоциаций минералов и последовательности их образования идентично Кафанским медноколчеданным месторождениям, однако, если эти два месторождения отнести к одной и той же рудной формации, это будет противоречить понятию «рудная формация», поскольку последняя объединяет месторождения прежде всего одних и тех же полезных ископаемых, т. е. месторождения, характеризующиеся сходным экономическим значением.

С другой стороны, выделение рудных формаций на основании минерального состава руд или устойчивых ассоциаций минералов нередко приводит к тому, что однотипные месторождения одних и тех же полезных ископаемых относятся к различным рудным формациям, что обусловлено конвергенцией минерального состава (Бородаевский, 1964; Смирнов, 1969), широким влиянием местных факторов на образование тех или иных минеральных ассоциаций. Так, например, несмотря на большое сходство между Зодским и Меградзорским золоторудными месторождениями в отношении главных ассоциаций минералов (Au-полиметаллическая, Au-теллуридовая) имеются значительные различия в минеральной форме проявления рудообразующих элементов. На Зодском месторождении As в своей основной массе представлен арсенопиритом и слагает кварц-пирит-арсенопиритовую ассоциацию, тогда как на Меградзорском месторождении As представлен теннантитом и энаргитом. Аналогичная разница существует и в отношении минеральных форм проявления Sb, но в целом по составу главных парагенетических ассоциаций минералов эти два месторождения идентичны и совершенно справедливо объединяются в одну (Au—Bi—Te) формацию (Асланян, 1958). Исходя из всего изложенного, автор пришел к заключению (Карпетян, 1969) о нецелесообразности ограничения принадлежности месторождений и рудопоявлений к той или иной рудной формации только минеральным составом руд или парагенетических ассоциаций минералов и считает более правильным в основу выделения рудных формаций ставить *главнейшие парагенетические ассоциации минералов, учитывая не только их минеральный, но и химический состав*. Это дает возможность в рудных формациях группировать месторождения, объединяемые более глубокими геологическими и геохимическими процессами их образования. Кроме того, формационная классификация рудных месторождений по парагенезису элементов позволяет в рудные фор-

мации объединять месторождения, характеризующиеся сходным (или одинаковым) экономическим значением*, считая образование их результатом проявления многих причин, прежде всего внутреннего характера и при необходимости подчеркивать и те элементы, которые не образуют собственных минералов.

В формулировках рудных формаций не уделяется должного внимания времени образования (*возрастным соотношениям*) *слагающих руды парагенетических ассоциаций минералов*. Между тем, как было показано во второй главе настоящей работы, немало таких месторождений, руды которых образовались в течение двух или более этапов рудообразования в результате наложения друг на друга (или совместного проявления) продуктов иногда совершенно различных процессов эндогенной минерализации, связанных с наложением различных этапов и типов магматизма. Интересные примеры подобного рода имеются также в прилегающих к Памбак-Зангезурской зоне частях Малого Кавказа. Отметим Cr—Ni—Co (с Pt) минерализацию в связи с гипербазитами раннегеосинклинальной стадии и наложенное золоторудное оруденение в связи с позднеорогенными малыми интрузиями гранитоидов в пределах Зодского месторождения (альпийская металлогеническая эпоха); медноколчеданное оруденение (Ленрудники Кафана) в связи со спилито-кератофировой формацией раннегеосинклинальной стадии и наложенное на него Au-полиметаллическое оруденение (Шаумян) в связи с позднегеосинклинальными гранитоидами (киммерийская металлогеническая эпоха). В таких случаях, естественно, возникает необходимость выделения в пределах одних и тех же месторождений двух или более рудных формаций, для которых, как нам кажется, целесообразно применять название *полиформационно-полиэтапных месторождений* (Карапетян, 1969, 1970, 1977). В соответствии с этим понятие «*рудная формация*» не всегда соответствует понятию «*формация рудных месторождений*».

Одним из основных критериев, определяющих формационную принадлежность месторождений, считаются одинаковые (или сходные) геологические условия их образования. При этом под геологическими условиями прежде всего подразумеваются фациальные особенности, состав и физико-механические свойства ассоциирующих с оруденением пород, характер связи с магма-

* Под сходством экономического значения мы подразумеваем комплекс извлекаемых или подлежащих к извлечению элементов, но не масштаб оруденения, что привело бы к тому, что к различным рудным формациям были бы отнесены аналогичные месторождения с различными подсчитанными запасами руд.

тизмом и т. д. Однако ассоциирующие с оруденением породы не всегда могут служить критериями для определения формационной принадлежности рудных месторождений, поскольку они для многих эпигенетических месторождений (в особенности позднеорогенных стадий) носят случайный характер и не имеют существенного влияния на состав руд. Что же касается характера связи оруденения с магматизмом, то он хотя и является важным, не может быть отнесен к универсальным критериям, поскольку имеются эндогенные рудные месторождения (например, метаморфические), которые не проявляют связи с магматизмом. Исходя из всего изложенного, автор пришел к заключению (Карапетян, 1969, 1978) о том, что в основу выделения рудных формаций необходимо ставить генетический признак, тип геологических структур и стадию (или этап) развития земной коры. Необходимость включения генетического признака в определение понятия рудной формации еще в 1937 г. была подчеркнута С. С. Смирновым, позже В. А. Кузнецовым, Э. Г. Дистановым, А. А. Оболенским (1972), В. В. Панцулая (1977) и др. Генетический признак наряду с важнейшими особенностями геологических условий подразумевает также способ и физико-химические условия рудообразования месторождений. Однако включение генетического признака в определение понятия рудной формации может рассматриваться как противоречие с определением самого понятия «систематизация», которая, как было отмечено выше, должна основываться на конкретных признаках. В. А. Кузнецов и др. (1972) в связи с этим отмечают: «Мы полагаем, что здесь нет никаких противоречий, поскольку отнесение месторождения к тому или иному генетическому типу нередко совершенно очевидное и вовсе не предопределяет до конца его генезис. Так, принадлежность месторождения к генетическому типу (или группе) пегматитовых месторождений обычно бывает вполне очевидной, но при этом существуют различные представления о генезисе самих пегматитов». По мнению указанных исследователей, принадлежность месторождений к колчеданному и колчеданно-полиметаллическому типу (группе) бывает вполне очевидной, однако общеизвестна противоречивость представлений о генезисе колчеданных месторождений вообще. «Не менее дискуссионными являются взгляды на генезис стратиформных свинцово-цинковых месторождений, но принадлежность их к достаточно определенной группе телетермальных месторождений обычно не вызывает сомнений, поэтому считается, что отнесение месторождений к той или иной генетической группе, ни в коей мере не предотвращая представления о его генезисе, может и должно входить в определение понятия о рудной формации». Согласно решению совещания по проблеме

«Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока», рудные формации это «закономерно возникающие генетические группы месторождений, развивающиеся в определенных физико-химических условиях и геологической обстановке».

Конкретным выражением генетического характера в формационном анализе руд является то, что рудные формации выделяются внутри генетических групп (Вахромеев, 1961; Котляр, 1968; Смирнов, 1968 и др.).

Важнейшей задачей формационного анализа руд является определение относительного времени и места возникновения объединяемых в рудных формациях месторождений. При этом основной смысл заключается в том, чтобы определить, для каких стадий или этапов геологического развития характерны те или иные рудные формации, в каких типах структур земной коры они образуются.

Таким образом, важнейшими критериями, которыми, на наш взгляд, следует руководствоваться при определении формационной принадлежности каждого конкретного месторождения, являются:

- состав слагающих руды месторождения главных и устойчивых парагенетических ассоциаций минералов;

- генетическая принадлежность этих парагенетических ассоциаций минералов;

- типы структур, в которых образуются эти ассоциации;

- относительное время их возникновения.

В соответствии с этим *под рудной формацией нами подразумеваются сходные по составу рудные образования одинаковой генетической группы, образующиеся в определенных типах геологических структур на определенных стадиях (этапах) формирования земной коры.*

Состав руд является непосредственно наблюдаемым и поэтому считается (Константинов, 1973) наиболее объективным критерием для выделения и характеристики рудных формаций. Для определения формационной принадлежности исключительно важное значение имеет определение какие из парагенетических ассоциаций относятся к устойчивым, чуждым, переходным и изменчивым. В зависимости от числа слагающих руды парагенетических ассоциаций минералов рудные формации подразделяются на простые и сложные. В зависимости от условий рудообразования сходные по составу парагенезисы смогут проявляться в виде различных по минеральному составу ассоциаций. В соответствии с этим внутри рудных формаций можно выделить минеральные типы, которые являются членами другого иерархического уровня организации веществ и относятся к единицам различных систематизаций.

Сообщества месторождений одного и того же состава и генезиса отличаются друг от друга тем, что одни из них проявляются только в одних и тех же стадиях (этапах) развития земной коры, в одинаковых структурах, другие проявляются в различных стадиях и этапах развития, значительно отличающихся структурах. В соответствии с этим рудные формации можно подразделить на типоморфные и конвергентные. Под типоморфными понимаются рудные формации, которые объединяют рудные образования, формирующиеся в одних и тех же стадиях (этапах) развития, в однотипных структурах земной коры (например, колчеданные рудные формации характерны только для геосинклинальных зон и образуются только в собственно-геосинклинальных стадиях); под конвергентными подразумеваются рудные формации, которые объединяют рудные образования, проявляющиеся в значительно отличающихся друг от друга стадиях (этапах) и структурах земной коры (например, скарновая железорудная формация характерна как для собственно-геосинклинальных—позднегеосинклинальных, так и раннеорогенных стадий).

Отсутствует единство в подходе к номенклатуре рудных формаций. Трудность унификации этого вопроса объясняется тем, что ни один из критериев не является универсальным и поэтому сам по себе не может обеспечить однозначное определение формаций в классификационных схемах. Тем не менее, среди применяемых в настоящее время различных названий (по ведущим металлам, по главным рудослагающим минералам, по генезису и типу руд, по типу химических соединений или комбинации разнородных названий) наиболее приемлемым, на наш взгляд, является определение по главным рудослагающим минералам и геохимическим названиям элементов в определенных случаях с указанием генетического типа (или генетической группы). Важнейшим условием формационного анализа руд является высокая степень изученности их. Только после всесторонних и детальных исследований, позволяющих определить генетическую принадлежность оруденения, можно перейти к определению его формационной принадлежности. При этом формационную типизацию рудных образований можно произвести путем выделения генотипных месторождений и сравнения с ними конкретных месторождений согласно предложенной Р. М. Константиновым формуле:

$$K = \frac{n}{2} \cdot \frac{(Na + Nb)}{Na \cdot Nb},$$

где K —коэффициент близости; Na —количество диагностических признаков в эталоне; Nb —количество характерных признаков в эталоне и в объекте.

При полном соответствии признаков и совпадении ($Na=Nb$) $K=1$, в других случаях $K<1$. Объект можно считать принадлежащим данной рудной формации, если $K>0,5$.

В задачу формационного анализа руд входит не только группировка месторождений и рудопроявлений по рудным формациям, но и систематизация рудных формаций, т. е. определение места рудной формации в иерархическом ряду уровней организации веществ, участвующих в рудно-формационном анализе. На рис. 129 показана иерархическая соподчиненность рудной формации и других основных единиц рудно-формационного анализа с указанием направлений роста уровней организации веществ и места рудных формаций в иерархическом ряду подформационных (элементы, парагенезисы элементов, ассоциации парагенезисов и др.) и надформационных (генетические группы, ряды, серии, комплексы рудных формаций) категорий.

Генетическая группа объединяет рудные формации одного и того же генезиса. В таксономическом отношении генетическая группа является более высокой, чем генетический тип, она занимает промежуточное место, с одной стороны, между классом и серией, с другой — формацией.

Серия рудных формаций объединяет руды различных формаций, возникающих в процессе одной стадии развития единой структурно-металлогенической зоны.

Комплекс рудных формаций объединяет естественную ассоциацию руд, принадлежащих к различным рудным формациям, связанным с определенным комплексом магматических или метаморфических пород.

2. Генетические группы эндогенных рудных формаций Памбак-Зангезурской зоны и прилегающих частей Малого Кавказа

Между формулировкой рудной формации, приведенной в первой части настоящей главы, и предложенными формационными классификациями эндогенных месторождений Армянской ССР имеются существенные расхождения, которые прежде всего касаются колчеданных, полиметаллических и золоторудных месторождений. Рядом исследователей в колчеданную формацию объединяются сходные по генезису, но разные по составу Ахтальское барито-полиметаллическое, Шамлугское медноколчеданное, Кафанское медное и полиметаллическое, Тандзутское серноколчеданное месторождения, что не согласуется с формулировкой рудной формации. Как справедливо заметил В. А. Кузнецов (1966), «в таких случаях речь должна идти о выделении не рудных фор-

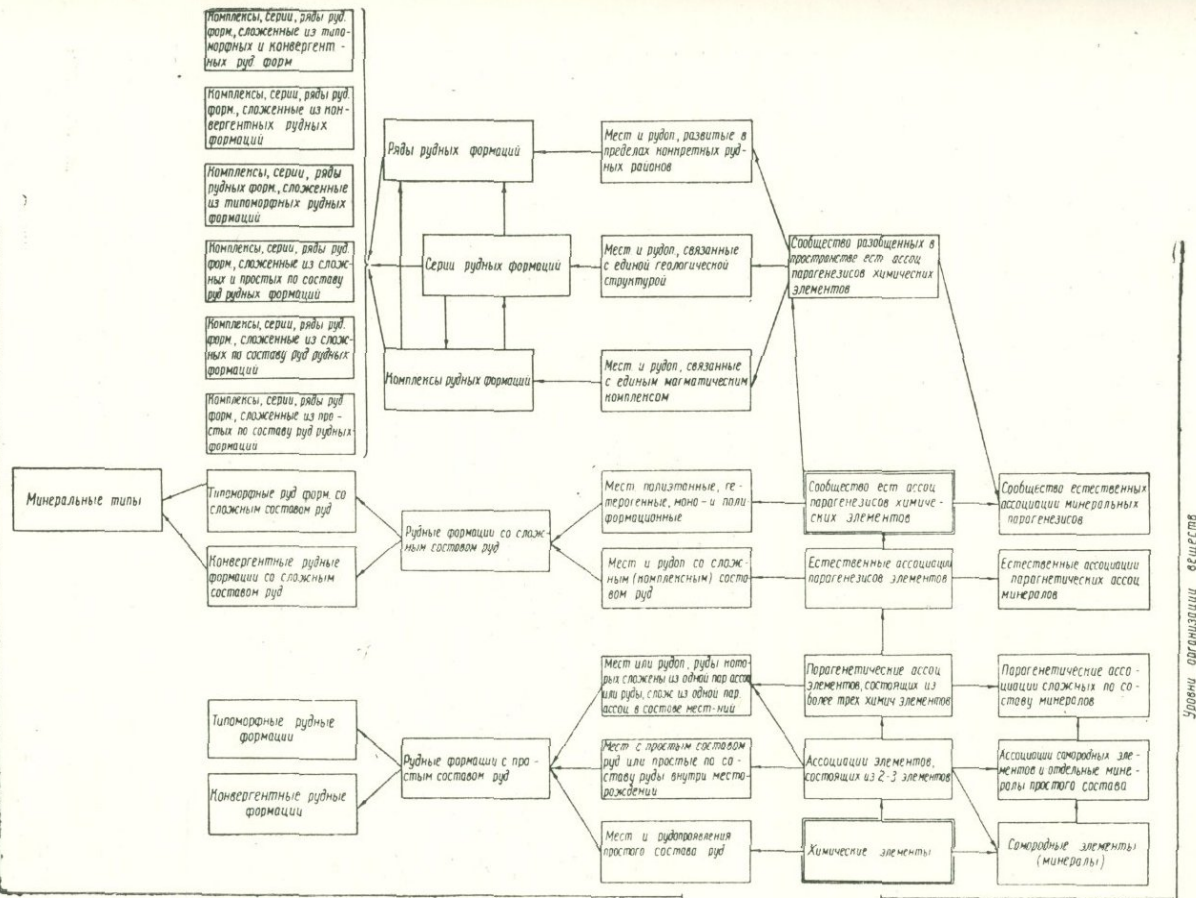


Рис. 129. Иерархическая соподчиненность основных единиц рудноформационно-го анализа

маций, а более крупных подразделений, которые по предложению В. И. Смирнова (1969) следует назвать генетическими группами или классами месторождений».

Несоответствия формационных классификаций полиметаллических месторождений с формулировкой рудной формации заключаются: а) в объединении в одну формацию месторождений с существенно разным вещественным составом руд; б) в рассмотрении в качестве самостоятельной формации продуктов полиметаллической стадии медно-молибденовых месторождений; в) в отнесении одного и того же месторождения к различным рудным формациям и, наконец, г) в отнесении к различным рудным формациям различных участков одного и того же месторождения*. Так, например, часть Азатекского месторождения относится к сурьмяной, другая—к золото-сульфидной формации. Последнее обстоятельство, на наш взгляд, обусловлено наличием многих общих черт между вещественным составом руд месторождений полиметаллических и золоторудных формаций. Многие месторождения, объединяемые в золото-сульфидную формацию, по существу отличаются от полиметаллических месторождений только сравнительно повышенным содержанием золота. Кроме золота в определенных группах полиметаллических месторождений наблюдается резкое возрастание содержания мышьяка, сурьмы и др., в соответствии с которым и полиметаллические месторождения можно подразделить на соответствующие рудные формации.

Несравненно меньшее разнообразие наблюдается в составе руд железорудных месторождений. Основное различие касается генезиса и парагенетических ассоциаций нерудных минералов, которые вместе с ассоциацией рудных элементов должны лежать в основе их формационной классификации.

Автор настоящей работы на основании многолетних исследований и литературных данных, известные на территории рассматриваемой зоны, месторождения и рудопроявления сгруппировал в шесть генетических групп (Карапетян, 1977) (табл. 50). Ниже вкратце остановимся на характеристике каждой из групп рудных формаций.

* Как было показано выше, различные парагенетические ассоциации минералов или различные участки одного и того же месторождения могут быть отнесены к различным рудным формациям только после установления их гетерогенности.

Генетические группы эндогенных рудных формаций Памбак-Зангезурской
металлогенической зоны Малого Кавказа

	1	2
Генетич. группы	Рудные формации	Месторождения и рудопроявления
I Собственно- матм.	1. Нефелиносиенитовая 2. Титаномагнетитовая	Такарлу, Уляшик, Тежадин, Мегри, Сваранц, Камакар
II Пегматито- вая	1. Формация редкометалльных пегматитов	Тежсар, Мегри
III Скарновая	1. Скарновая железорудная	Раздан, Ахавнадзор, Галлавар, Де- бахлу, и др.
IV. Плутогенно-гидротермальная	1. Медно-молибденовая 2. Au—полиметаллическая 3. Au—Te—полиметаллическая 4. Au—Sb—полиметаллическая 5. Полиметаллическая 6. As—полиметаллическая 7. Au—кварцевая (убогосульфид- ная) 8. Mo—полиметаллы-редкоме- талльная 9. F—редкоземельная 10. Меднорудная 11. Киноварная (ртутная)	Каджаран, Агарак, Айгедзор, Джин- дара, Дастакерт, Анкаван и др. Амзачиман, Тей, Личквас и др. Меградзор и др. Азатек, ряд рудопроявлений Газма, Гюмушхана, Чайкенд, Чи- рахлу Аравус, Марджан, Пирзами Рудопроявления Пхрут и др. Рудопроявления Лагерный, Тежагет. Омар Востан, Сваранц и др. Хосров

	1	2
V. Вулканогенная	1. Рений—молибденовая	Варденис
	2. Рений—медно-молибденовая	Элпин, Варданес
	3. Апатит—магнетитовая	Капутан
	4. Серноколчеданная	Тандзут, Цахкотюрт и др.
	5. Золото-полиметаллическая убого-сульфидная субвулканическая	Рудопроявления
	6. Киноварь-метациннабаритовая субвулканическая	Советашен, Вардан, Спитакхач
	7. Марганцевая эксгальационно-осадочная	Кабахлу, Қармрашен, Мартирос, Горядис
	8. Формация эксгальационных руд самородной серы	Арагац, Аранлер
VI. Метаморфогенная	1. Титановая метаморфическая	Арзакан, Чкнах и др.
	2. Железородная	Арзакан
	3. Кварц-золоторудная (ультраметаморфическая)	Бжни, Ванки-дзор и др.
	4. Железистых кварцитов (ультраметаморфическая)	Бжни, Меградзор

Группа собственно-магматических рудных формаций

Объединяет две рудные формации—нефелинсиенитовую (Al) и титаномagnetитовую. Общим для обеих формаций является то, что руды объединяемых ими месторождений образовались в процессе формирования включающих их интрузий. При этом руды нефелинсиенитовой формации являются раннемагматическими, а титаномagnetитовой—позднемагматическими образованиями.

Формация нефелиновых сиенитов представлена обогащенными нефелином сиенитами, развитыми в пределах Памбакского (Тежсар) и Мегринского рудных районов. В пределах зоны эти образования впервые были установлены и описаны В. Н. Котляром (1941), а как сырье на глинозем были рекомендованы Г. П. Багдасаряном. В обогащенных нефелином сиенитах содержание Al_2O_3 достигает 23—24%, основным носителем и концентратом Al является нефелин (до 35—40%). Характерной особенностью руд формации является значительная обогащенность редкими и редкометальными элементами (Zr, Hf, Th, Nb, TR) при некотором различии их состава. Тежсарские руды наряду с перечисленными элементами обогащены также Ga, а мегринские Be. Кроме того, TR в тежсарских рудах проявлены преимущественно черновой группой. Степень концентрации элементов-примесей колеблется в значительных пределах. Среднее

содержание Li, Ga, Nb в рудах Мегринского месторождения от 1.5 до 5 раз выше, чем в тежсарских, и, наоборот, в тежсарских рудах содержание Rb и Be от 2 до 3 раз выше, чем в мегринских рудах (табл. 51). Значительная часть этих элементов связана с пороодообразующими и, в особенности, с акцессорными минералами. Особый интерес представляет группа TR, которые образуют свои максимальные концентрации в сфене, флюорите, апатите, цирконе, меланите. Важное значение имеют собственные мине-

ралы редких земель (ортит, монацит, велерит, пирохлор, лопарит, бадделит и др.). Эти и другие различия в геохимических особенностях, по-видимому, можно объяснить особенностями их генезиса. Образование месторождений рассматриваемой формации происходит в раннеорогенную стадию, когда в результате гранитизации и палингенеза образуются интрузивные породы кислого и щелочного состава. Ювенильные и коровые вещества в этих образованиях играют разную роль, но в целом формацию можно отнести к типоморфным образованиям с ювенильно-коровым рудным веществом.

Титаномагнетитовая формация представлена Сваранцским и Камакарским месторождениями и некоторыми рудопрооявлениями, известными в пределах Баргушатского и Мегринского рудных районов. Характерной особенностью этих месторождений формации является генетическая связь с основными-ультраосновными породами. Для них «совершенно отпадает вопрос о палингенных магмах и в качестве первоисточника рудного вещества следует рассматривать лишь подкоровое вещество» (Годлевский, 1968). Свидетельством этого является приуроченность рудоносных интрузий к офиолитовым зонам (геосинклинальным трогам), ранние и завершающие стадии формирования которых благоприятны для образования месторождений данной формации.

В целом рудная формация относится к числу типоморфных, с ювенильным источником рудного вещества, характерна для собственно-геосинклинальной (раннегеосинклинальной) стадии развития.

Таблица 51

Сравнительная таблица средних содержаний некоторых элементов в рудах нефелин-сиенитовой (AI) формации

Элемент	Содержание в г/т	
	Тежсар	Мегр
TR	650	1000
Rb	100	30
Be	45	20
L	20	45
Ga	30	45
Nb	20	100

Группа пегматитовых рудных формаций

В пределах рассматриваемой зоны пегматиты развиты сравнительно слабо и имеют крайне неравномерное распространение. Они связаны, главным образом, с Мегринским и Тежсарским интрузивными массивами и в эндогенной металлогении зоны играют второстепенную роль. Памбакские пегматиты характеризуются редкометальной минерализацией, зангезурские—Cu—Mo и в меньшей мере редкометальной.

Пегматитовая редкометальная формация представлена небольшими проявлениями, развитыми главным образом в периферических частях Центрального штока и в коническом интрузиве Тежсарского щелочного комплекса. Образуют они небольшие шпирь, линзы, жилы мощностью до 2,5—3 м, протяженностью 45—50 м. Характерны значительные вариации качественно-количественного минерального состава (табл. 52), в

Таблица 52

Пределы колебаний содержаний минералов в пегматитах Тежсарского комплекса (по Б. М. Меликсетяну)

Минерал	Содержание в объемных %
Калишпат	35—80
Олигоклаз	5—80
Альбит	10—75
Нефелин	0—50
Содалит	0—5
Конгренит	0—5
Гастингсит	0—10
Эгирин	0—15
Биотит	0—15
Меланит	0—20
Везуиан	0—2
Флюорит	0—10
Сфен	0—10
Другие аксессуарные	1—5

зависимости от которого Б. М. Меликсетян (1971) выделяет множество типов, подтипов и видов. Важнейшими компонентами руд рассматриваемой формации являются редкие и редкоземельные элементы (Be, Ta, Nb, TR). Особого внимания заслуживают TR, содержание и соотношения концентраций которых в различных пегматитовых телах колеблются в значительных пределах. Так, по данным Г. Е. Кочиняна (1975), в нефелинсодержащих пегматитах TR достигает 0,26%, при значительной роли V группы (15,3% TR), в пегматитах щелочных сиенитов (безнефелиновых) преобладает Ce группа (Ce:Y=14). Основными носителями и концентраторами TR являются монацит, циркон, апатит.

роговая обманка, а также паризит, флюорит, биотит, ортоклаз.

Руды рассматриваемой формации из Мегринского плутона характеризуются значительными концентрациями Ga (0,01%), Nb (0,3—0,6%), TR₂O₃ (0,15—0,3%) и других элементов, которые в своей основной массе связаны с пироксеном, гатчетолитом, бетафитом, эвксенитом, самарскитом, ильменорутилом, иттриа-

литом, церитом, лантанитом, ксенотитом, цитролитом, меланитом, хризобериллом и другими аксессуарными и породообразующими минералами.

Характерной особенностью рассматриваемой формации является тесная генетическая и пространственная связь с щелочными интрузивными породами; локализирующие оруденение структуры представляют собой главным образом контракционные трещины и усадочные пустоты, связанные с сокращением объема магматического расплава в результате его охлаждения.

Пегматиты с Cu-Mo минерализацией образуют сравнительно небольшие рудопроявления (Калер, Гехи, Мюлк и др.), приуроченные к гранитоидам Мегринского плутона. По составу это кварц-полевошпатовые образования с значительной ролью молибденита, халькопирита, а также магнетита, пирита, реже теллуридов висмута, гессита, петцита, апатита, сфена, ортита, монацита и других минералов. Морфологически это жилы, гнезда, шпилы с постепенными или резкими контактами.

В целом руды пегматитовых рудных формаций рассматриваемой зоны являются второстепенными по значению, но сложными по составу образованиями. Отчетливо устанавливается геохимическое сродство пегматитовых тел и вмещающих интрузивных пород, что свидетельствует об их генетической связи. Вместе с тем особенности минерального состава, текстуры, характера изменений и состава ассоциирующих новообразований дают основание образования руд пегматитовых формаций считать результатом сложных и длительно протекавших процессов.

Точка зрения об образовании пегматитов путем перекристаллизации вмещающих пород и дальнейшего их метасоматического преобразования для рассматриваемых пегматитовых проявлений с некоторыми уточнениями вполне приемлема. При этом образование их, по-видимому, началось привнесением веществ кварца и полевых шпатов в усадочные и поровые пустоты, контракционные трещины с дальнейшей перекристаллизацией вмещающих пород, наложением на них рудоносных (гидротермальных) растворов, постулавших с глубинных частей остывающей интрузии пульсационно. Минералы редких металлов, связанных с пегматитами, очевидно, «образовались метасоматическим способом в уже твердых породах, после их массовой альбитизации» (Никитин, 1968). Нередко наблюдаемая сложная картина зональности, неравномерное распределение наложенной минерализации, перемежаемость пегматитов с разной минерализацией может свидетельствовать о неравномерности и сложности наложенной внутриминерализационной тектоники, связанной главным образом с процессами контракции интрузий.

Рудопроявления пегматитовых рудных формаций являются характерными составляющими сравнительно глубокоэродированных частей гипабиссальных гранитоидных и щелочных интрузий, связанных с процессами магматизма раннеорогенных стадий.

Группа скарновых рудных формаций

В пределах Памбак-Зангезурской металлогенической зоны скарновые руды играют значительную роль. Проявлены они широко и разнообразно. Согласно классификации В. А. Жарикова (1968) они могут быть подразделены на две группы: *магнезиальную* и известковую. По механизму образования — на инфильтрационные, контактово-инфильтрационные, автореакционные, диффузионные и, наконец, биметасоматические с большим числом самых различных минеральных ассоциаций.

По соотношению со скарнообразованием развитую в скарнах рудную минерализацию можно подразделить на синхронную, сопутствующую и наложенную, которые проявлены с различной интенсивностью и играли различную роль в формировании скарновых месторождений. В большинстве скарновых месторождений все эти типы минерализации проявлены совместно, локализуясь главным образом в скарнах, околоскарновых зонах, лишь частично переходя в другие вмещающие породы.

По составу рудной минерализации скарны рассматриваемой зоны подразделяются на железорудные (месторождения Раздан, Ахавнадзор, Кара-чобан, Галлавар, Уляшик, Сарыкая, Моллакишлаг, Дебахлу и др.) и медно-молибденовые (Кефашен, Лернашенская группа, Мичимат, Ньюади).

Скарновая железорудная формация представляет определенный практический интерес, для нее характерны гнездообразные скопления, прожилки, вкрапленность в известковых скарнах и, в особенности, в зонах эндоскарнов, скарноидов и отчасти экзоскарнов, которые в целом развиты вдоль контактов гранитоидных интрузий раннеорогенных и позднегеосинклинальных стадий. Образование руд этой формации происходит сравнительно в высокотемпературных условиях в результате взаимодействия кислых растворов стадии кислотного выщелачивания со скарнами.

Группа плутогенных гидротермальных рудных формаций

По интенсивности, широте и разнообразию проявления группа плутогенных гидротермальных рудных формаций занимает особое место среди других групп рудных формаций. Наиболее важной в этой группе является $Cu-Mo$ формация, которая объ-

единяет уникальное по масштабу Каджаранское месторождение, ряд промышленных месторождений (Агарак, Джиндара, Анкаван, Дастакерт, Айгедзор и др.) и многочисленные рудопроявления, развитые главным образом в пределах Мегринского и Баргушатского рудных районов. Важное значение имеют также Ау-полиметаллическая (Тей, Личкваз, Арчасар, Новый и др.), Ау—Те-полиметаллическая (Меградзор, Сарнахпюр и др.), Ау—Sb-полиметаллическая (Азатек, Софи-бина и др.), Ау-кварцевая (Эмир-юр, Воске-дзор, Капут-сар), полиметаллическая (Газма-Гюмушхана и др.) формации. Второстепенными являются As-полиметаллическая (Аравус, Мазмазак, Марджан и др.), кварц-гематитовая (Ахундов, Арамазд), Мо-полиметаллы-редкометалльная (Ахавнадзор и др.), F—TR (Тежагет, Омар, Лагерный), меднорудная (Востан, Такарлу, Якшатова балка, Булдургани-дзор и др.), киноварная (Хосров) формации.

Медно-молибденовая формация по интенсивности и широте проявления является доминирующей среди других рудных формаций зоны. Она определяет металлогенический облик зоны, хотя в пределах последней имеет крайне неравномерное распределение. Преобладающее большинство месторождений и рудопроявлений формации расположено в пределах Мегринского рудного района, к северо-западу интенсивность проявления Cu—Mo оруденения уменьшается. Так, в Баргушатском рудном районе формация представлена главным образом рудопроявлениями и одним небольшим месторождением (Дастакерт). В центральной части зоны (Вайоцдзорский рудный район, Гегамское нагорье) плутоногенных Cu—Mo месторождений пока не выявлено, здесь установлены только небольшие рудопроявления—Проши-берд, Мурадсар и, наконец, в крайней северо-западной части зоны, в пределах Памбакского рудного района расположено Анкаванское месторождение. Эта формация в целом охарактеризована в работах И. Г. Магакьяна (1954), С. А. Мовсисяна и М. П. Исаенко (1974), Г. О. Пиджяна (1975), К. А. Карамяна (1978), А. И. Карапетяна (1977, 1978).

Для руд формации характерны значительные колебания соотношений Cu и Mo, сравнительно простой и однообразный минеральный состав главнейших парагенетических ассоциаций минералов (молибденит, халькопирит, кварц, пирит), которые находятся в различных количественных соотношениях: от резкого преобладания молибденита до преобладания халькопирита, проявленные в пределах как отдельных рудных тел и участков, так и месторождений и рудных полей. Почти постоянно, но с небольшой интенсивностью проявлены полиметаллическая и Cu—As стадии с различными парагенетическими ассоциациями минералов и количественными их соотношениями.

Мощность рудных зон, жил и оруденелых участков, а также интенсивность оруденения самые разные, вертикальный размах оруденения иногда достигает 500 м и более, протяженность оруденелых зон—до 1,0—1,5 км. Рудовмещающие породы в большинстве случаев представлены в различной степени гидротермально измененными гранитоидами—граниты, гранодиориты (обычно порфиоровидные), монзониты, кварцевые диориты, диориты и др.

Возраст оруденения—верхний эоцен, нижний олигоцен, нижний миоцен, в прилегающих частях зоны—доверхнемеловой. Оруденение связано с гранитоидными интрузиями орогенных стадий альпийской и киммерийской эпох. Характер связи—парагенетический (с очагом) и генетический (с гидротермальными растворами самих интрузий). В зависимости от тектонических условий формирования продукты этих двух источников гидротермальных растворов могут совмещаться.

Объединяемые с Cu—Mo формации месторождения представляют собой моно- или полиэтапные образования с различными взаимоотношениями даек и оруденения. В моноэтапных месторождениях дайки, как правило, дорудные, в полиэтапных—кроме дорудных выделяются и интравудные (или пострудные по отношению к оруденению первого этапа). Для полиэтапных месторождений характерны весьма сложные, нередко «противоречивые» взаимоотношения не только даек и оруденения, но и руд различных стадий минерализации. В структурном отношении полиэтапные месторождения обычно представляют собой участки пересечения долгоживущих, перманентно развивающихся дизъюнктивных нарушений. Нередко оруденение локализовано в пределах куполов интрузий, иногда выходит в породы экзоконтакта, часто приурочивается к участкам наиболее интенсивного развития даек. В пределах месторождений проявлена горизонтальная и вертикальная зональность, выраженная: в смене сравнительно высокотемпературных Mo руд Cu—Mo , Cu и далее полиметаллическими (при удалении от главных рудоконтролирующих структур), в уменьшении относительной роли сравнительно низкотемпературных (Cu , Pb , Zn) и увеличении более высокотемпературных образований (Mo) с глубиной.

Содержания металлов в рудах обычно невысокие: в среднем Cu—0,5—1 , $\text{Mo—0,05—0,1\%}$, Cu : Mo—10 : 1 . Наряду с ними значительный интерес представляют Re , Se , Te , а также Bi , Au , Ag (табл. 53), т. е. руды комплексные, при их флотации в молибденовый концентрат переходит основная часть Re , Se , Te ; в медный концентрат— Se , Te , Bi , Au , Ag . Обобщенные в табл. 53 средние содержания этих элементов свидетельствуют о различной реннеисности молибденитов из различных месторождений (от 220 до

Содержание элементов-примесей в главных рудообразующих минералах месторождений Cu-Mo формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа

Минерал	Содержание в г/т					
	Ge	Se	Te	Bi	Au	Ag
К а д ж а р а н						
Молибденит	335	306	40	33	0,5	20,6
Халькопирит	0,74	172	57	210	1,8	41,8
А г а р а к						
Молибденит	380	313	37	12	0,25	19,4
Халькопирит	—	102	32	65	1,7	39,0
Д ж и н д а р а						
Молибденит	700	328	76	—	—	—
Халькопирит	—	157	121	69	2,0	—
Д а с т а к е р т						
Молибденит	220	55	31	230	1,0	56,0
Халькопирит	0,83	76	37	430	2,5	75,0
А й г е д з о р						
Молибденит	1260	408	44	—	сл.	6,0
Халькопирит	—	115	121	145	1,3	43,6
А н к а в а н						
Молибденит	220	237	81	38	0,5	27,0
Халькопирит	—	114	28	220	2,3	67,0

Примечание. Таблица составлена по данным Г. О. Пиджяна, А. С. Фарамазяна, К. А. Карамяна, Р. Н. Зарьяна, А. И. Карапетяна.

1260 г/т). Примерно такие же различия имеются в концентрациях Bi в халькопиритах, Ag в молибденитах и т. д. В определенных типах руд (Cu—As, полиметаллический), имеющих второстепенное значение для данной формации, характерны повышенные концентрации Ge, Gd, In и др. элементов.

В пределах зон Центрального Средиземноморья Cu—Mo формация представлена месторождениями Далидаг, Сюнгин (Иран), за пределами Средиземноморья—Калмакыр (Узбеки-

стан), Бингем, Минерал-Парк (США), Эндако (Канада), Чуквикамата (Чили).

Золото-полиметаллическая формация представлена месторождениями Гамзачиман, Тей, Личквас, рудопроявлениями Арчасар, «Новый», Айдинзор и др., расположенными в противоположных концах зоны.

В целом в месторождениях и рудопроявлениях формации оруденение представлено золотоносными кварц-сульфидными (часто с карбонатом) жилами, которые нередко сопровождаются вкрапленностью сульфидов. Рудообразовательный процесс, как правило, носит многостадийный характер, важнейшие в отношении золотоносности парагенетические ассоциации образуются в конце рудного процесса в связи с полиметаллической стадией минерализации. Повсеместно, но с различной интенсивностью проявлены также кварц-пиритовая и кварц-пирит-халькопиритовая стадии, имеющие второстепенное значение в отношении золотоносности. Менее характерны и в отдельных месторождениях с небольшой интенсивностью проявлены также кварц-молибденовая, кварц-шеелитовая, кварц-арсенопиритовая стадии минерализации. Золото свои максимальные концентрации образует в рудах полиметаллической стадии, значительной золотоносностью характеризуются также кварц-арсенопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-пирит-халькопиритовая стадии.

Основной формой проявления Au является самородная, другая часть его входит в состав рудообразующих минералов. Выпадение самородного золота происходит в конце, образует микроскопические выделения в сфалерите, блеклой руде, халькопирите, галените, арсенопирите, часто развивается по трещинкам катаклаза пирита и других минералов. Проба золота от ранних к поздним стадиям повышается (700—750 до 900—950). Среди элементов-примесей в самородном золоте наибольшие концентрации образуют Ag, Cu, Te. В рудах различных стадий золото-серебряное отношение колеблется в пределах от 1 : 100 до 1 : 1 и меньше.

Большие колебания концентраций характерны также для основных рудообразующих элементов (Pb, Zn, Cu, As и др.) и элементов-примесей (Bi, Se, Te, Ag и др.). Обобщенные в табл. 54 данные по содержанию важнейших элементов-примесей в главных рудообразующих минералах формации показывают, что одни и те же рудные минералы из различных месторождений и рудопроявлений формации существенно отличаются в отношении содержания как рудных, так и редких и благородных элементов.

Важнейшей особенностью Au-полиметаллической формации является тесная пространственная связь оруденения с умереннокислыми гранитоидами. Рудные поля охватывают узловые участ-

Таблица 54

Содержание главных элементов-примесей в рудообразующих минералах месторождений и рудопроявлений золото-полиметаллической формации

Минерал	С о д е р ж а н и е в г/т				
	Au	Ag	Bi	Se	Te

Г а м з а ч и м а н					
Галенит	300	20000	60000	50	54
Сфалерит	28	64	30	17	26
Пирит	23,3	190	25	36	47
Халькопирит	84	210	87	45	38
Блеклая руда	700	1700	30	40	48

К а б а х л у (Арчасар)					
Галенит	15	480	не обн.	25	—
Сфалерит	не обн.	65	не обн.	не обн.	—
Пирит	20,7	330	не обн.	не обн.	45
			—200	—10	

„Н о в ы й“					
Галенит	—	200	13	не обн.	не обн.
Сфалерит	—	250	сл.	—50	—
Пирит	6,8	130	52	35	10
				27,5	38

Л и ч к в а з					
Галенит	22	1300	470	52,6	130
Сфалерит	70	160	20	23,6	20
Пирит	35	50	163,1	31,6	32
Халькопирит	30	357	193	52	210
Блеклая руда	300	30000	300	34	40

Т е й					
Галенит	62—305	590—9200	300—2700	10—130	62—150
Сфалерит	30	204—1200	100—530	32—35	17—40
Пирит	33	95—310	400—640	50—70	30—120
Халькопирит	80	815	770	28	44
Блеклая руда	68,2	18000	1830	20	44
Арсенопирит	45,04	98,14	270	25	45

ки крупных дизъюнктивных нарушений, которые иногда соответствуют присводовым частям брахиантиклинальных складок. Многократно повторяющиеся тектонические подвижки обуславливали весьма сложные текстурно-структурные особенности руд. Характерны брекчиевидные, полосчатые, петельчатые и другие

гекстуры. Среди структур преобладают катакластические, гиллиоморфнобластические, а также структуры замещения и т. д.

Образование месторождений Au-полиметаллической формации соответствует ранне- и позднеорогенным стадиям геосинклинального развития. В пределах Средиземноморского пояса она представлена месторождениями Эйзенберг (Рейнские сланцевые горы), Сальсинь (Черные горы), Грунд (Гарц), Тацэрн, Поена-Рускэ (Южные Карпаты), Говеджа и др., за пределами Средиземноморья—Бендиго, Балларат, Гресс Валлей, Иеллоунайф, Степняк, Дарасун и др.

Золото-теллур-полиметаллическая формация относится к числу важнейших рудных формаций рассматриваемой зоны. Представлена очень интересным месторождением Меградзор и весьма перспективными рудопроявлениями Сарнахпюр (Назырюрт), Воскедзор, Эмир-юрт, Кучак и др., которые расположены в северо-западной части зоны, в пределах Памбакского рудного района. Оруденение представлено жилами, гнездами и прожилково-вкрапленными зонами, сложенными продуктами различных стадий минерализации. Руды отличаются весьма сложным минеральным составом, что особенно интересно наличием большого числа минералов золота. В этом отношении особое место занимает Au—Te стадия, затем идут полиметаллическая, Cu—As, медноколчеданная и серноколчеданная стадии. От ранних к поздним количество слагающих руды компонентов возрастает, увеличивается концентрация благородных элементов. Происходит смена видового состава рудных минералов, наиболее ранние стадии сложены главным образом сульфидами, затем появляются сульфосоли, а в конце—теллуриды и самородные элементы. Местами теллуриды являются главными рудообразующими минералами и в этом отношении Au—Te-полиметаллическая формация является уникальной. В составе руд важную роль играет Ag. Соотношение Au : Ag для формации близко к 1 : 1, хотя в отдельных типах руд и стадиях минерализации оно колеблется в пределах от 1 : 0,7 до 1 : 13 (табл. 55). При этом с увеличением концентрации благородных элементов возрастает и роль Te, который образует большое число собственных минералов—теллуридов Au, Ag, Pb, Bi, Hg и Cu. Проявлена пространственная приуроченность к верхний эоцен-миоценовым (раннеорогенная стадия) гранитоидам монцитит-граносиенитового ряда, к участкам интенсивного развития даек (диорит-порфириров и др.), конформных разломов II, III и более высоких порядков. Оруденение парагенетически связывается с интрузивными породами, которые обычно представлены небольшими штоками или вытянутыми вдоль тектонических нарушений малыми интрузиями.

Рудообразовательный процесс происходит на малых глубинах, главным образом в зонах интенсивно раздробленных пород. Образование главнейших парагенетических ассоциаций минералов происходит в среднетемпературных условиях и сопровождается серицитизацией и окварцеванием. Более ранним является пропицитизация, которая имеет площадное развитие. Характерны процессы телескопирования, в результате наложения низкотемпературных стадий на сравнительно высокотемпературные, в результате которого образуются текстуры пересечения, замещения, брекчирования. Вместе с тем в пределах отдельных рудных тел или оруденелых зон с глубиной Au—Te-сульфидные руды сменяются сульфидными. Вертикальный столб оруденения 200—250 м.

Таблица 55

Au: Ag в рудах Au—Te—полиметаллической формации

Наименование руд по стадиям	Содержание в усл. ед		
	Au	Ag	Au : Ag
Серноколчеданная	1,2	15,3	1:13
Медноколчеданная	84	100	1:1,2
Полиметаллическая	276	201	1:0,7
Au—теллуровая	16713	24790	1:1,5
Bi—теллуровая	0,8	6,2	1:7,5

Формация относится к числу конвергентных, сложных по составу (Au, Ag, Te, Se, Cd, Pb, Zn, Cu, Hg) образований, связанных с ранне- и позднеорогенными гранитоидами.

Эта формация руд в соседней, Севано-Амасийской, зоне представлена Зодским месторождением, из других районов мира богаты месторождениями этой формации Австралия (Калгурли), Колорадо (Крипл-Крик, Смаглер-Майн и др.), Н. Зеландия (Тарару-Крик), остров Фиджи (Тавуа), Семигорье и др.

Золото-сурьмяно-полиметаллическая формация представлена очень интересным и перспективным месторождением Азатек и рудопроявлениями Софи-бина, Артаван и др., которые расположены в центральной части Вайоцзорского рудного района в пределах Азатекского рудного поля.

В целом для Au—Sb-полиметаллической формации главнейшими рудными элементами являются Au, Sb, Ag, Pb, Zn, Cu, характерными элементами-примесями—Bi, Hg, Se, Te, Cg. Второстепенное значение имеют Mo, As и др. Оруденение представлено жилами, жильными зонами кварц-антимонитового, кварц-полиметаллического, кварц-сульфоантимонитового и кварц-пиритового состава. Небольшое развитие имеют также кварц-пирит-халькопиритовые, кварц-халькопирит-молибденитовые и другие жилы, прожилки. Мощность жил достигает 1,5 м, мощность жильных зон—2—3 м. В богатых Sb рудах соотношение главнейших рудообразующих элементов (Pb : Sb : Cu : Zn) составляет 4,5 :

257

:2,5:1:0,8. В этих рудах содержание Au сравнительно низкое (0,8 г/т), Au:Ag составляет 1:100—1000. Выделяются полиметаллические руды с подчиненной ролью Sb и повышенным содержанием Au. В них Au:Ag составляет 1:10, Au в своей основной массе тонкодисперсное, субмикроскопическое, незначительное развитие имеют теллуриды, хотя содержание Te в рудах очень низкое, определенный интерес представляет Bi. Сульфоантимонитовая стадия проявлена в виде редко встречающейся в природе парагенетической ассоциации, сложенной сульфосолями Pb, Cu, Bi, Ag.

Рудообразовательный процесс происходит в средне-низкотемпературных условиях на сравнительно небольших глубинах. Характерна пространственная связь оруденения с гранитоидами раннеорогенной стадии, оруденение постинтрузивное, последайковое, контролируется конформными нарушениями III, II и других порядков.

Типичные аналоги месторождений описанной Au—Sb-полиметаллической формации нигде не описаны, хотя по содержанию Sb и некоторых других элементов, по связи с магматизмом и времени образования имеют определенное сходство с сурьмянистыми рудными формациями—Боранья (в Македонии), Зопхито и Ноцара (Главный Кавказский хребет), Карабурун, Айдин, Сизма (Анатолия), Зебек (Афганистан) и т. д.

Полиметаллическая формация по сравнению с другими формациями проявлена значительно шире и представлена весьма перспективными месторождениями Газма, Гюмушхана, рудопроявлениями Гедыкванк, Ехегис, Гостун, Варташен, Енгиджа, Чирахли, развитыми главным образом в пределах Вайоц-дзора, в меньшей мере в пределах Баргушатского (Барцраван) и Цахкуняцкого (Мадан) рудных районов. Главнейшими элементами руд являются Pb, Zn, Cu; характерными элементами-примесями—Ag, Bi, Se, Te, Au, Cd. В составе руд участвуют также Mo, Sb, As.

Важнейшими парагенетическими ассоциациями элементов, определяющими формационную принадлежность месторождений и рудопроявлений, являются: Si—Pb—Zn—Cu—Fe—S, Si—Zn—Pb—S—O, Si—Pb—Zn—S, Sb—Pb—Zn—As—Cu—S, Si—Pb—S—O, которые слагают продукты полиметаллической, галенит-сфалеритовой и кварц-галенитовой стадий минерализации.

Содержания главнейших рудообразующих и редких элементов в различных месторождениях и рудопроявлениях формации колеблются в значительных пределах (рис. 130). В определенных случаях небольшой интенсивностью проявлены также Si—Mo—S, Si—Cu—Mo—Fe—S парагенезисы, представленные в ви-

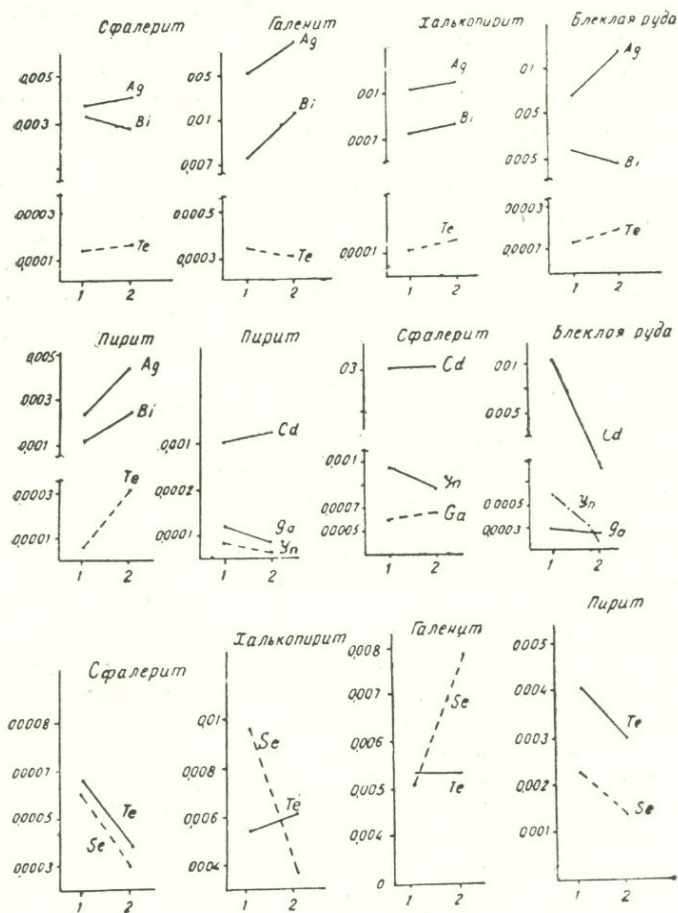


Рис. 130. Изменения содержаний главнейших элементов-примесей в рудообразующих минералах Газминского (1) и Гюмушханского (2) месторождений

де кварц-молибденитовой или кварц-молибденит-халькопиритовой стадий минерализации.

Форма рудных тел—жильная, реже оруденелые зоны. Вмещающие оруденения породы по своему составу, условиям образования и возрасту существенно разные. В одних случаях это среднеэоценовые вулканогенно-осадочные образования, в другом—средне-верхнеэоценовые (олигоэоценовые) андезиты, в третьем—меловые интрузии или известняки. Но независимо от этого

оруденение пространственно тесно ассоциирует с выходами раннеорогенных или позднегеосинклинальных гипабиссальных умереннокислых и субщелочных интрузий и даек габбро-монцитсиенитовой формации (послесреднеэоценового или доверхнемелового возраста). В своей основной массе оруденение локализовано во вмещающих интрузии породах и часто переходит в интрузии. При этом существенных изменений вещественного состава руд не происходит. Наблюдаемая закономерность состоит в том, что в интрузивных породах наряду с главнейшими парагенетическими ассоциациями проявлены второстепенные, более высокотемпературные парагенезисы (кварц-молибденитовая, кварц-молибденит-халькопиритовая). В зависимости от состава интрузивных пород состав руд несколько разный. С наиболее основными породами интрузивного комплекса Вайка—эссекситами, оливинбиотит-ортоклазовыми и эссекситовыми габбро и монцитами связанное оруденение характеризуется значительной ролью Pb—Zn минерализации. С породами более кислого состава сиенит-диорит-граносиенитовой серии связано собственно-полиметаллическое оруденение с подчиненной ролью Pb—Zn парагенезиса. Рудоконтролирующими структурами являются конформные разломы III и IV порядков, по времени проявления оруденение относится к постинтрузивному—позднедайковому этапу и имеет многостадийный характер развития.

По условиям образования полиметаллическая формация относится к конвергентным образованиям (раннеорогенные, реже позднегеосинклинальные стадии), парагенетически связана как с палингенными гранитами, так и кислыми дифференциатами базальтоидной магмы. За пределами Памбак-Зангезурской зоны полиметаллическая формация проявлена в пределах Большого Кавказского хребта (Эльбрус, Тызыл, Свайса, Эрцо), в Иране (Кушк), Афганистане (Фаринджаль), Исфахане (Давиндж), в Иберийской металлогенической провинции (Линарес, Ла-Каролина) и др.

Мышьяково-полиметаллическая формация в пределах зоны имеет небольшое развитие, представлена Аравуским месторождением и небольшими рудопрооявлениями (Пирзами и др.), представляющими собой различные минеральные типы одной и той же формации. При идентичном элементном составе руд они существенно отличаются друг от друга по слагающим их минералам. Входят они в состав соответственно Баргушатского и Мегринского рудных районов.

В целом формация относится к группе типоморфных образований, связана с раннеорогенными гранитоидами. За пределами зоны формация представлена Мецдзорским месторождением.

Золото-кварцевая формация представлена небольшими рудопроявлениями Капутсар, Гомери-дзор и др., расположенными в пределах соответственно Вайкского и Памбакского рудных районов. Характерной особенностью формации является сравнительно простой и однородный состав руд. Образуют жилы (различной мощности и протяженности), сложены почти только кварцем, очень мало сульфидов, которые образуют тонкую, неравномерную вкрапленность или небольшие гнезда. Среди сульфидных минералов наибольшим развитием пользуется пирит, затем идут сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда. Содержание Au обычно низкое (0,1—0,5 усл. ед., очень редко 4,7 усл. ед.), оно в своей основной массе представлено тонкодисперсной формой и связано, главным образом с кварцем, отчасти, сульфидами. Золото-серебряное отношение колеблется в больших пределах. Наиболее характерны соотношения 1 : 10—30.

Оруденение имеет отчетливо проявленную пространственную связь с умереннокислыми гранитоидами раннеорогенной стадии, с которыми оно, по-видимому, связано парагенетически. В целом роль выявленных в настоящее время месторождений и рудопроявлений формации небольшая, она пока не имеет практического значения, относится к числу простых по составу и второстепенных по значению формаций зоны.

Молибден-полиметаллы-редкометалльная формация представлена небольшими, но очень интересными рудопроявлениями, расположенными в пределах Памбакского, Вайкского и Мегринского рудных районов. В качестве главных компонентов руд выступают Mo, Pb, Zn; редкие элементы, подчиненную роль играют Sb и Cu. Руды формации характеризуются низким содержанием благородных элементов (табл. 56).

Рудообразовательный процесс носит многостадийный характер, почти повсеместно проявлены Si—Mo, Si—Pb—Zn, Si—Ca-редкометалльные парагенезисы, сравнительно небольшой интенсивностью проявлены антимонитовая и баритовая стадии. Оруденение представлено жилами и рудными зонами, которые сопровождаются интенсивной каолинизацией и серицитизацией. В минеральном составе руд участвуют пирит, молибденит, галенит, сфалерит, халькопирит, антимонит, борнит и другие минералы. Отчетливо проявлена связь оруденения с умереннокислыми гранитоидами монзонит (кварцевый)-сиенит-граносиенитового ряда. Температурный диапазон рудообразовательного процесса весьма широкий—охватывает от сравнительно высокотемпературного кварц-молибденитового парагенезиса до низкотемпературного карбонат-редкометалльного. Оруденение контролируется конформными разломами III и II порядков. По составу руд фор-

мация как бы является переходным образованием между медно-молибденовой, полиметаллической и редкометальной формациями.

Таблица 56

Содержания Au и Ag в рудах Ахавнадзорского проявления

Наименование пробы	Содержание в усл. ед.		
	Au	Ag	Au : Ag
Полиметаллическая руда	0.4	2.8	1 : 7
Полиметаллическая руда	0.4	3.8	1 : 9.5
	0.0017 %	0.003 %	1 : 1.7
Полиметаллическая руда	0.2	7.2	1 : 36
	0.001 %	0.0006 %	1.6 : 1
Полиметаллическая руда	0.6	3.8	1 : 3.6
Полиметаллическая руда	сл.	5.0	—
Полиметаллическая руда	0.1	3.3	1 : 33
Кварц-пиритовая руда	0.003 — 0.01 %	0.005 %	2 : 1
Среднее	0.3	4.9	1 : 16

Фтор-редкоземельная формация представлена Тежсарским месторождением (с участками Лагерный, Тежагет и Омар), расположенным в центральной части одноименного щелочного комплекса. Формация относится к числу типоморфных образований, связанных с интрузивной фацией раннеорогенного щелочного вулcano-плутонического комплекса.

Меднорудная формация представлена Востанским, Сваранцким и другими месторождениями, руды которых сложены халькопиритом, в небольшом количестве и спорадически встречаются пирит, борнит, халькозин, редко блеклая руда, сфалерит, галенит. Концентрация элементов-примесей в халькопирите сравнительно небольшая. Рудообразовательный процесс одностадийный, рудные тела представлены жилами или оруденелыми зонами, в пределах которых халькопирит и другие рудные минералы образуют вкрапленность, невыдержанные, разноориентированные прожилки, гнезда.

Оруденение локализуется в приконтактовых частях сравнительно свежих (слабо гидротермально измененных) гранитоидных интрузий, охватывая как сами гранитоиды, так и вмещающие вулканогенные образования.

Формация относится к числу типоморфных, позднегеосинклинальных образований, связанных с кислыми дифференциатами базальтоидной магмы.

Кинноварная формация представлена Хосровским месторождением и многочисленными рудопоявлениями, развитыми в пределах прилегающей к рассматриваемой Севано-Амасийской зоны (Сараландж, Конгур, Бура-тапа, Шмперт и др.).

В целом группу плутогенных гидротермальных рудных формаций зоны составляют месторождения, сформированные на различных глубинах. Максимальная глубина их образования, определяемая путем реставрации геологических условий в «момент» их формирования, составляет 4—4,5 км; минимальная глубина не превышает нескольких сот метров. Если учесть, что «процессы, связанные с отделением растворов от расплава и их передвижением в породах кровли, могут протекать только до глубины примерно 5 км от земной поверхности» (Овчинников, 1968), то можно считать, что рассматриваемая здесь группа месторождений охватывает практически всю благоприятную для рудообразования зону. При этом месторождения пространственно приурочиваются к интрузивным породам, охватывая верхние (кровельные) части интрузий и непосредственно перекрывающие их породы. Выполняя роль источника тепла, интрузии по-существу определяют расположение сравнительно высокотемпературных парагенезисов в интрузивах или в непосредственной близости от них и значительную удаленность сравнительно низкотемпературных парагенезисов (Азатекское рудное поле и др.). Эта же закономерность с достаточной отчетливостью проявлена в пространственном размещении соответствующих рудных формаций. В своей основной массе $Cu-Mo$, Au -кварцевая, $F-TR$ формации расположены в интрузивных породах, As -полиметаллическая, $Au-Sb$ -полиметаллическая, полиметаллическая формации охватывают, главным образом, породы кровли, другие формации ($Au-Te$ -полиметаллическая, Au -полиметаллическая) занимают промежуточное место. В соответствии с этим температурный диапазон образования плутогенных месторождений рассматриваемой зоны весьма широкий: от $500-450^{\circ}$ до $50-40^{\circ}$. Образование же основных продуктивных стадий (парагенезисов) происходит в более узком температурном диапазоне—от $350-300^{\circ}$ до $150-100^{\circ}$.

Своим происхождением рассматриваемые рудные формации связаны, главным образом, с раннеорогенной стадией (позднеальпийский этап), в меньшей мере—с позднеорогенной и еще меньше—позднегеосинклинальной стадией. Интрузивные породы в своей основной массе представлены кислыми дифференциатами базальтоидной магмы, еще меньше роль палингенных гранитоидов и дифференциатов ультраосновной магмы.

Группа вулканогенных рудных формаций

Под вулканогенными, согласно В. Н. Котляру (1968), мы подразумеваем месторождения, образовавшиеся в тесной связи с вулканическими процессами. Роль вулканизма в рудообразовании и, в частности, корневых частей вулканов и вулканических пород подчеркивалась более ста лет тому назад Котти. Позже П. Ниггли, А. Бергом, М. Усовым, В. Обручевым, В. Линдгреном и др. были выделены вулканические месторождения. Дальнейшее развитие представлений о вулканогенном рудообразовании получило в работах Ю. Билибина, Ю. Кузнецова, В. Котляра, В. Смирнова, И. Магакьяна, М. Фаворской, Е. Устиева, А. Семенова, Г. Дзюенидзе, Н. Страхова, С. Набоко, В. Аверьева, Д. Уайта и многих других. В настоящее время к группе вулканогенных рудных формаций относятся месторождения и рудопроявления, формирование которых связано не только с проявлениями вулканизма на поверхности, но и глубинными процессами, обуславливающими поверхностный вулканизм. Другими словами, к вулканогенным относятся не только эксгаляционные месторождения, но и те, которые «...формировались из гидротермальных растворов в условиях постоянного или периодического сообщения магматического очага с поверхностью» (Котляр, 1968).

В пределах рассматриваемой зоны и прилегающих частей Малого Кавказа вулканогенные месторождения имеют широкое распространение, они сравнительно интенсивно проявлены в Вайоцдзорском, Баргушатском, Памбакском рудных районах, а также в пределах Гегамского вулканического нагорья. Представлены они различными по составу и условиям образования месторождениями и рудопроявлениями, которые в соответствии с классификацией вулканогенных месторождений В. Н. Котляра и В. Н. Смирнова можно подразделить на три подгруппы: глубинно-вулканическую, субвулканическую и вулканическую.

Ассоциацию оруденения с гипабиссальными магматическими породами некоторые исследователи (Д. Горжевский, В. Козеренко) рассматривают в качестве критерия, свидетельствующего о плутоногенном их происхождении. Однако приуроченность оруденения к вулканическим структурам (жерлам, трубкам взрыва и др.), соотношение рудной минерализации с магматическими образованиями, а также особенности размещения оруденения (концентрическая и вертикально-зональная), телескопированность и др. вынудили А. Баддингтона, А. Грейтона, Ч. Парка, В. Котляра и др. выделить их в самостоятельную подгруппу. Образование последних происходит в результате резкого перепада давления и выполнения рудообразующих растворов, что приводит к быстро-

му выпадению высоко-среднетемпературных минеральных ассоциаций (Коржинский, 1962).

Рений-молибденовая и рений-медно-молибденовая формации представлены соответственно Вардениским и Элпинским месторождениями, рудопроявлениями Зовашен, Варданес, отчасти приуроченными к Зовашен-Варданесской вулcano-тектонической депрессии, которая формировалась в результате тектонической активизации данного участка земной коры (Качурин и др., 1975) и образования вулcano-купольных структур, сложенных породами базальт-трахитовой формации (эффузивно-пирокластическая, экструзивная, субвулканическая, переходящая к гипабиссальным гранитоидам с дайковой фацией), с которыми в тесной временно-пространственной связи находится рений-медно-молибденовое, ртутное и редкометальное оруденение. По своему геологическому строению, составу руд и слагающим парагенетическим ассоциациям минералов эта формация существенно отличается от плутогенных медно-молибденовых месторождений зоны и имеет определенные сходства с медно-молибденовыми месторождениями Бразен (Чили), Токупале (Перу), Кананеа, Коунрад (Казахстан), с молибденовыми месторождениями Шахтама и Жирекен (в Забайкалье), Соры (в Красноярском крае) и др., которые характеризуются отчетливо проявленной приуроченностью к субвулканическим интрузиям латит-порфиров, кварц-порфиров, дацит-порфиров и к вулcanoгенным структурам, связанным с активацией зон глубинных разломов.

Апатит-магнетитовая формация представлена Абовянским (Капутанским) месторождением, расположенном в Гегамской вулcano-структурной подзоне, у подножья липаритового куполовидного вулкана Атис, в непосредственной близости от вулкана Гутансар (рис. 131). Рудное поле охватывает СВ часть грабен-синклинория, который со всех сторон ограничен длительно развивающимися разломами большой амплитуды (Габриелян, 1964). Эти разломы и, в особенности, места их пересечения с Арагац-Нахичеванским скрытым региональным разломом, контролировали неогеновый-антропогенный наземный вулканизм. По К. И. Карапетяну, роль глубинного разлома заключалась в подаче магмы в неглубоко залегающий вулканический очаг, а сами вулканы снабжали материалом уже из очага посредством дизъюнктивных нарушений низких порядков.

Среди вулcanoгенных рудных формаций важную роль играют субвулканические месторождения, под которыми в согласии с В. Н. Котляром, Г. Н. Щербиной, А. И. Семеновым и др. подразумеваются месторождения, формирующиеся вблизи от дневной поверхности (не глубже первых сотен метров) или под водой (на дне или в природной части моря) из газо-гидротермальных

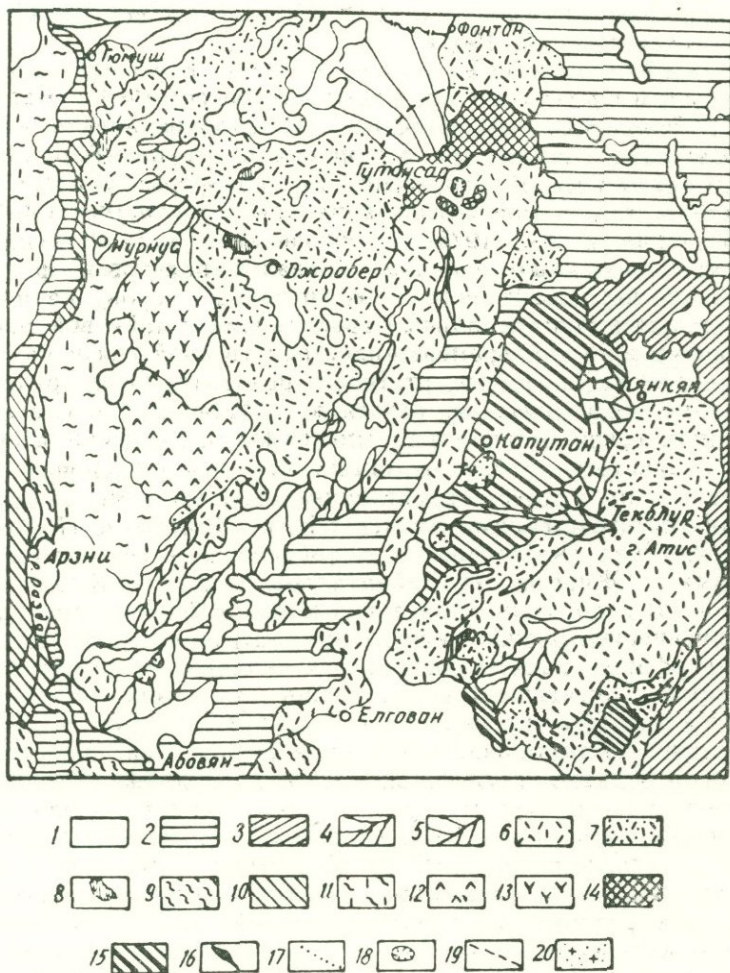


Рис. 131. Схематическая геолого-петрографическая карта района Абхазского месторождения апатит-магнетитовых руд (по Г. К. Карапетяну): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—тонкостолчатые кварцсодержащие андезит-базальты каньона р. Раздан; 3—андезито-базальтовые, базальтовые лавы р-на сс. Зовашен, Кянкян, Зар; 4—андезито-базальтовые, базальтовые лавы Атисской и Гутансарской групп четвертичных вулканов; 5—пироксен-роговообманковые андезиты; 6—липарито-дацитовые и дацитовые лавы вулканов Атис, Гутансар; 7—перлит-пемзовые лавовые и агломератовые образования с реликтовыми обсидиановыми телами; 8—липаритовые лавы—«нижние»; 9—долеритовые

растворов смешанного происхождения, связанные с разнообразными по составу и условиям образования экструзивно-эффузивными комплексами. Рудные формации этой подгруппы являются переходными, с одной стороны, к подгруппе рассмотренных выше глубинно-вулканических, с другой—вулканических формаций.

Серноколчеданная формация представлена Тандзутским месторождением и небольшими рудопроявлениями, развитыми на стыке рассматриваемой зоны с Северо-Амассийской. Формация относится к числу типоморфных собственно-геосинклинальных образований, связанных с ювенильным базальтоидным магматизмом.

Убогосульфидная золото-полиметаллическая формация представлена рудопроявлениями, развитыми вдоль стыковой зоны Баумского и Памбакского рудных районов. Сравнительно более интенсивно проявлена она в юго-восточной части зоны (Дилижанское рудное поле), где имеется ряд сходных по геологическому строению и условиям образования рудопроявлений: Арцруни (Дилижан), Казачий бугор, Сари-соп, Самодуров-ключ, Свинхов-ключ, Маймех и др., связанных с субвулканическими телами липаритов. Последние, по К. М. Мурадян (1971), представляют собой части эродированных вулканов (рис. 132, 133). Метасоматические изменения, развиваясь по жерловым, околожерловым и субвулканическим фациям, образуют concentрически-зональное распределение гидротермально измененных пород, в центральной части которых за счет жерловых фаций развиты вторичные кварциты, во вмещающих околожерловых породах проявлена прополитизация. Оруденение развивается в основном в жерловых фациях и околожерловых вмещающих породах, а также их контактах и представлено жилами и прожилково-вкрапленными зонами.

Интенсивность оруденения в месторождениях и рудопроявлениях формации небольшая, представлена неравномерно вкрапленной пиритовой минерализацией, на фоне которой развиты кварц-пиритовые, кварц-халькопирит-пиритовые и полиметаллические с золотом прожилки и маломощные (15—30 см) жилы, ко-

базальты; 10—крупностолбчатые кварцсодержащие андезито-базальты каньона р. Раздан; 11—андезито-базальтовые, базальтовые (долеритовые, авгитовые) лавы; 12—оливиновые андезито-базальты; 13—роговообманковые андезиты и андезито-дациты; 14—Капутанский вулканогенно-обломочный комплекс (андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты, базальты); 15—шлаки и шлаковые конусы; 16—обсидиановые потоки и прослои; 17—липаритовые и обсидиановые дайки; 18—кратеры вулканов (Гутансар); 19—предполагаемые трещины; 20—участки с апатит-магнетитовым оруденением

торые, местами раздуваясь (до 3 м), приобретают линзовидную форму. В минеральном составе руд участвуют также галенит, сфалерит, блеклая руда, самородное золото, очень редко молибденит и др.

Формация относится к числу типоморфных образований ранних собственно-геосинклинальных стадий развития, преимущественно с коровым источником рудного вещества.

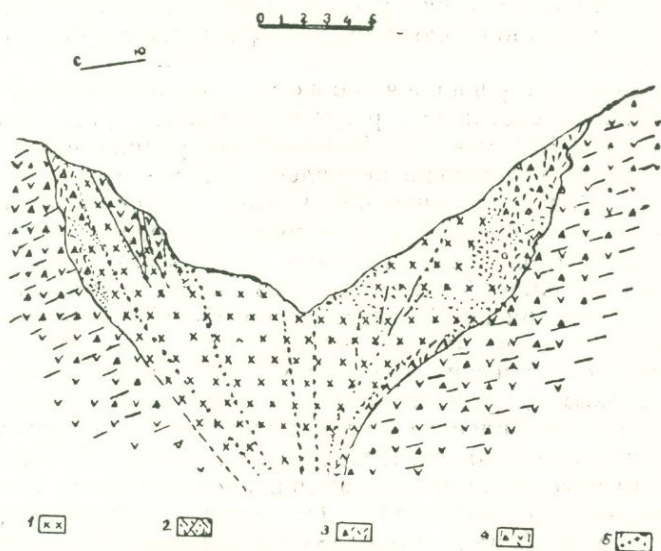


Рис. 132 Схематический геологический разрез нека Арцруни: 1—липаритовые порфиры (субвулканическая фация); 2—гидротермально измененные липаритовые порфиры (вторичные кварциты); 3—липаритовые порфиры жерловой фации с ксенолитами вмещающих пород; 4—андезиты, андезито-базальты, их лавобрекчии, туфы, туфобрекчии (покровная фация вулканогенного комплекса); 5—зоны мелкой трещиноватости (по К. М. Мурадян)

Киноварь-метациннабаритовая формация представлена месторождениями Советашен, Вардан, рудопроявлениями Спитак-хач и др., расположенными в пределах Вайоцзорского и Баргушатского рудных районов. Все они приурочены к единому региональному разлому, протягивающемуся вдоль западной границы Памбак-Зангезурской зоны.

Рудная формация относится к числу типоморфных образований, связанных с позднеорогенной стадией геосинклинального развития, по-видимому, с ювенильным источником рудного вещества. Формация в Средиземноморском поясе представлена месторождениями Хапчеранга, Ахей (зона южного склона Б. Кавказа), Идриа (Словакия), Алмаден (провинция Сьюдад-Реаль) и др.

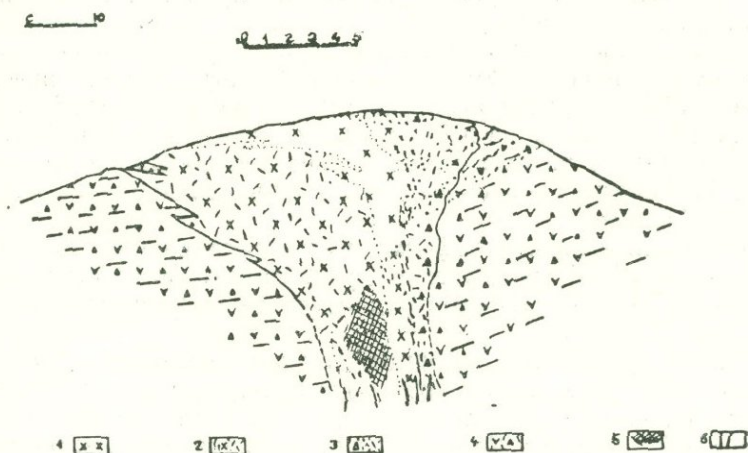


Рис. 133 Схематический геологический разрез нека г. Казачий бугор: 1—липаритовые порфиры (субвулканическая фация); 2—гидротермально измененные липаритовые порфиры и фельзитовые порфиры (жерловая фация); 3—липаритовые, фельзитовые порфиры с ксенолитами вмещающих пород; 4—андезиты, андезитобазальты, их туфы и туфобрекчии; 5—серноколчеданное слепое рудное тело; 6—мелкие зоны трещиноватости и «вероятные» пути поднятия газогидротерм (по К. М. Мурадян)

На территории зоны значительное развитие имеют вулканические (собственно-вулканические) рудные формации, представленные сравнительно небольшими месторождениями эксгальационно-осадочных марганцевых и эксгальационных руд самородной серы. Эти рудопроявления формируются соответственно под водой и на поверхности земли в связи с образованием вулканических комплексов из газовых и термальных растворов (фумарол), состоящих преимущественно (более 95%) из вод атмосферного происхождения.

Формация эксгальационно-осадочных марганцевых руд представлена небольшими месторождениями Карм-

рашен, Мартирос, Горадис, Сваранц, Агандзугет, развитыми в пределах Вайоцзорского и Баргушатского рудных районов.

Формация относится к числу типоморфных образований собственно-геосинклинальной стадии, с ювенильным источником рудного вещества, связанного с дифференциатами базальтоидной магмы. К этой формации относятся месторождения Эль-Бордж, Тафиалет (Антиатлас), Айт-Тидили, Идикель (Высокий Атлас) Западного Средиземноморья, а также месторождения Северного Афганистана.

Формация самородной серы представлена месторождениями, приуроченными к кратерным частям вулканических конусов, широко и интенсивно развитых в пределах Арагацкого плато, Гегамского нагорья и Сисианского района (г. Мец-Ишхана-сар). Наибольший интерес представляет месторождение вулкана Арагац, аналогичная, но более слабая минерализация связана с вулканом Араилер.

Практическое значение формации эксгальционных руд зоны пока небольшое, но их изучение представляет большой интерес для решения многих вопросов рудоносности вулканогенных формаций.

В целом группа вулканогенных рудных формаций объединяет самые различные по размерам месторождения и рудопроявления черных, цветных, редких и благородных металлов (Fe, Mn, P, Mo, Cu, Pb, Zn, Hg, Au, Re и др.), для руд характерно значительное разнообразие минерального состава и геохимических особенностей. Последние сложены главным образом сульфидными минералами, среди которых выделяются вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевидные и массивные сульфидные руды. Значительную роль играют также окислы Fe, Mn, P, теллуриды, самородные элементы.

Для всей группы характерен интенсивно, широко и разнообразно проявленный околорудный метасоматоз, который начинается задолго до собственно-рудообразовательного процесса, сопровождает последний и продолжается после образования руд. Эти изменения, выраженные в окварцевании, пропилитизации, серицитизации, хлоритизации, аргиллизации, цеолитизации др., представляют собой, главным образом, результат перегруппировки металлов при химическом взаимодействии растворов и обусловлены различной подвижностью и реакционной способностью элементов. В непосредственной близости от рудных тел породы теряют основную часть Na, K, Mg, Fe, Ca, обогащаются Si (зона окварцевания), которые фиксируются на различном удалении от рудных тел: в кварц-серицитовой зоне фиксируются K, в серицит-хлоритовой—Fe, Mg, K, в пропилитовой зоне—Ca, Fe, Mg.

Для определенной части рудных формаций характерна тесная пространственная связь с центрами вулканизма, которые приурочиваются к крупным дизъюнктивным нарушениям и зонам глубинных разломов, разделяющих зону от соседних геологоструктурных зон. Благоприятными условиями для локализации вулканизма и связанного с ним оруденения являются места пересечения и изгибов дизъюнктивных нарушений. При этом характерна тесная ассоциация с субвулканическими и экструзивными телами, корнями излияния эффузивов, жерловыми фациями.

Своим происхождением месторождения вулканогенных формаций зоны связаны, главным образом, с собственно-геосинклинальной и позднеорогенной стадиями, формируются в связи с базальтоидной магмой, в условиях от наземных и приповерхностных (вулканические формации) до первых сотен метров (субвулканические, в том числе и колчеданные формации) и глубже (глубинно-вулканические формации).

Значительная часть вулканогенных рудных формаций рассматриваемой зоны и прилегающих частей Малого Кавказа связана с подводным вулканизмом ранней стадии. Это типоморфные эксгальационно-осадочные Мп и колчеданные формации, которые связаны с центрами вулканической активности (вулканическими центрами), образующими положительные (куполовидные) вулканические постройки, осложненные тектоническими нарушениями и зонами дробления. Многие из последних имеют вулканическое происхождение (газовые прорывы, вулканические просадки) и в результате последующих складкообразовательных процессов приобрели облик брахиантиклинальных складок. Рудообразовательный процесс происходил на дне и в природной части геосинклинального моря. Начальная температура образования эксгальационно-осадочных руд не превышала 100°C. К концу процесса температура образования руд для всех формаций эксгальационно-осадочных и колчеданных руд «падала до сходного—низкого» (Смирнов, 1968).

Соотношения размеров зон измененных пород и рудных тел самые разные: от 0,5—1 м до 200—300 м и более.

Выделение рудообразующих элементов колчеданных месторождений происходит в течение почти всего процесса вулканической деятельности, достигая своего максимума после излияния наиболее кислых лав. При возрождении вулканической деятельности рудообразовательный процесс повторяется, тем самым обуславливая образование полиэтапных месторождений с характерным многоэтажным расположением оруденения.

В соответствии с этим взаимоотношения развитых в пределах колчеданных месторождений секущих магматических тел и

оруденения самые разные: выделяются дорудные, интратрудные и пострудные тела, которые представляют собой дайки, корни излияний вышележащих лавовых покровов, субвулканические тела или малые интрузии. Вдоль пострудных (интратрудных) даек нередко отчетливо проявлены следы механического, термического и гидротермально-метасоматического воздействия даек на руды (Карапетян, 1967). Сложные взаимоотношения даек и оруденения вулканогенных месторождений зоны, обусловленные повторяемостью рудообразовательного процесса, по В. Н. Котляру (1968), «...проявляются как в связи с разными фазами внедрения магмы, так и в связи с внедрениями даек разного состава», что объясняется поступлением новых порций тепловой энергии, приводящим к переотложению части рудных минералов. Интересный факт молибденитовой минерализации в связи с пострудными диабазовыми дайками Кафанского месторождения (рис. 121) установлен и описан автором (Карапетян, 1968).

Группа метаморфогенных рудных формаций

Под метаморфогенными месторождениями мы, согласно Я. Н. Белевцеву (1972), подразумеваем такие рудные скопления, которые «...возникли в условиях динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма, вследствие перемещения и концентрации металлов метаморфизируемых пород в процессе их перекристаллизации или селективного выплавления».

В пределах рассматриваемой зоны метаморфогенное оруденение выявлено главным образом в связи с Арзакан-Апаранским кристаллическим массивом (рис. 134, 135) и подразделяется на две генетические подгруппы: метаморфическую и ультраметаморфическую (Карапетян, 1969, 1972).

Подгруппа метаморфических рудных формаций объединяет формацию титановых руд (или рутилоносных сланцев) и железорудную (магнетитовую) формацию.

Формация титановых руд (рутилоносных сланцев) представлена Арзаканским месторождением и сравнительно небольшими рудопоявлениями (Чкнах, Раздан и др.), руды которых легко обогащаются гравитационно-магнитоэлектрическим способом без флотации. Процент извлечения TiO_2 доходит до 80%, при содержании его в рутиловом концентрате 92%. После обогащения хвосты пригодны в качестве наполнителей термореактивных пластмасс, поливинилхлоридного линолеума, масляной густотертой краски, асфальтного бетона и др. Заменяет барит, каолин, тальк. Возможность комплексного использования, с одной стороны, и отсутствие необходимости постройки дорого-

стоящих очистных сооружений с другой—делают эксплуатацию рутилоносных сланцев экономически выгодной, с большими перспективами в будущем.

Метаморфическая железорудная (вкрапленная железорудная) формация представлена небольшим, но очень интересным в отношении генезиса Арзаканским месторождением (см. гл. вторую).

Ультраметаморфические образования представлены кварц-

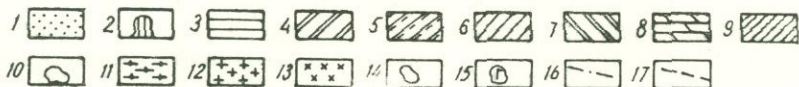
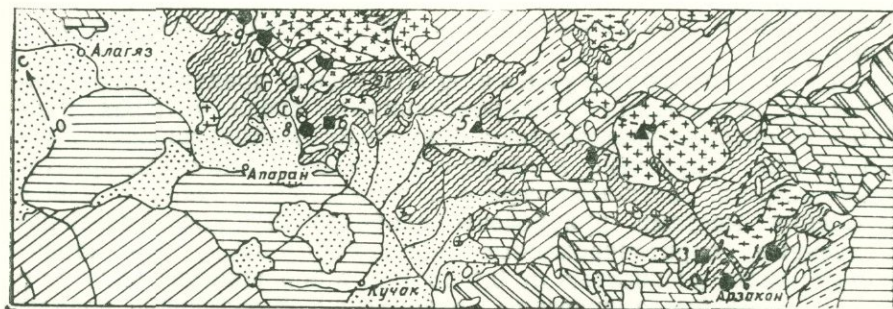


Рис. 134. Схематическая геологическая карта Чахкуняцкого рудного района (по Г. П. Багдасаряну с дополнениями А. И. Карапетяна): 1—аллювиальные, делювиальные и др. наносные отложения; 2—вулканические туфы; 3—андезито-базальты, андезиты. Верхний плиоцен-четвертичный: 4—миоплиоцен, липариты, обсидианы, пемзы; 5—андезиты, андезито-дациты, дациты; 6—долеритовые базальты, андезито-базальты; Средний эоцен 7—кварц-порфиры, кварцевые плагиоклазовые и пироксеновые порфиры, их пирокласты, туфоконгломераты; Верхний сенон, 8—известняки, частью глинистые и кремнистые. Докембрий—нижний палеозой: 9—разнообразные метаморфические сланцы, амфиболиты, диабазы, порфиры и др.; 10—мраморы и мраморизованные известняки; Палеозой 11—магматит-граниты (Арзакан-Бжнинский массив): Дотурон кварцевые диориты, диориты, гранодиориты; 13—лейкоратовые плагиограниты; 14—аноперидотиты; 15—габбро-диориты, габбро, габбро-амфиболиты; 16—антиклинали; 17—линии разрывных нарушений; 18—рудопоявления. Цифры на карте—рудопоявления: 1—Бжнинское, 2—Арзаканское, 3—Арзаканское месторождение рутила; 4—Агверанское (полиметаллическое); 5—Дзораглухское (полиметаллическое); 6—Чкнахское (рутил); 7—Шахельское (пирит); 8—Сараланджское; 9—Меликгюхское; 10—Тухманукское

золоторудной и железо-кварцевой формациями (формация железистых кварцитов), которые, согласно Я. Н. Белевцеву (1972), образуются под действием поднимающихся растворов в результате перекристаллизации, метасоматоза и переплавления исходного материала. В зоне ультраметаморфизма, согласно представлениям К. А. Шуркина (1963), Н. Г. Судовикова (1964), Д. С. Коржинского (1967), Я. Н. Белевцева (1972) и др., происходит вынос Fe, Mg, Ca и привнос Si, Al, щелочей ряда цветных, благородных, редких металлов (Cu, Zn, Ni, Co, Ti, Ag, Au и др.), которые нередко образуют скопления в виде метаморфогенных месторождений.

Кварц-золоторудная формация представлена сравнительно небольшими рудопроявлениями, среди которых наибольший интерес представляют Бжнинское и Арзаканское. Первое из них приурочено к кварц-сланцевым сланцам серебристо-серого, серого, зеленовато-серого и темно-серого цвета. К зонам дробления местами приурочены слабобрекчироватые, частично заохренные, пиритизированные, кварц-баритовые, кварц-карбонатные жилы, мощностью от 0,1 до 1 м, в большинстве случаев с медным и полиметаллическим оруденением. Вмещающие породы этих жил представлены метаморфическими сланцами нижнего комплекса и мигматит-гранитами. В целом жилы характеризуются изменчивой мощностью,

Таблица 57

Содержание Au, Ag и Cu в золоторудных проявлениях Арзакан-Бжнинской зоны

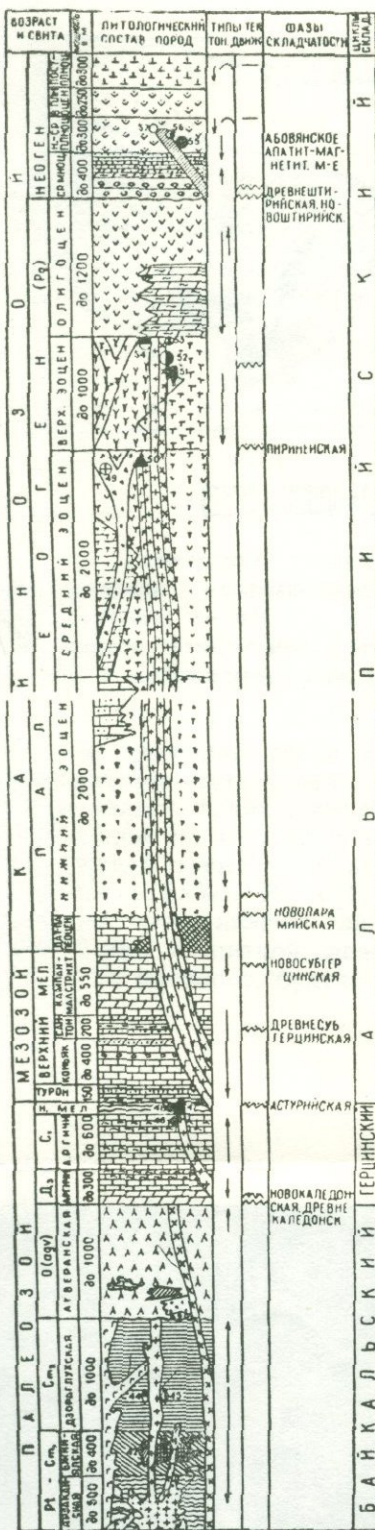
Содержание в усл. ед.		Содержание Cu в %
Au	Ag	
Проявление Бжни		
1,2	15,7	3,03
0,4	11,2	0,31
2,2	—	
0,4	6,8	
1,2	15,9	
1,2	15,9	
Проявление Арзакан		
0,8	10,9	3,69
1,3	2,9	8,0
0,2	1,8	—
0,4	15,7	4,94

прослеживаются от 8—10 до 50—60 м. Преобладают жилы СВ и СЗ простирания. На контакте метаморфических сланцев и гранитоиднейсов развиты окварцованные, пиритизированные породы. В них содержание Au колеблется от 0,4 до 2,2 усл. ед., Ag—от 6,9 до 15,9 усл. ед. Среднее содержание Au и Ag по зоне составляет 1,87 и 4 усл. ед. соответственно. В кварцевых жилах содержание благородных элементов колеблется в пределах: Au—от 0,4 до 2,2 усл. ед. (табл. 57), в среднем по 10 пробам—1,1 усл. ед. Из 76 проб, подвергнутых количественному спектральному анализу, в 29 пробах был установлен Au, причем со-

держание его колеблется в пределах от 0,01 до 5 усл. ед.

МАЛОГО КАВКАЗА

ЕРЕСАН 69798



- 1 Плейстоцен. Андезито-базальты, андезиты
- 2 В. плиоцен - лавы андезито-базальтов, андезитов, их туфобрекч., туфы, шлаки
- 3 Мзотис. Энструзии андезито-дацитов
- 4 Ср. миоцен. Конглом., глины, извест., известковые мергели, песч., гравелиты
- 5 В. зоцен - н. олигоцен. Энструзивы трахипар., липар., липарито-дацитов
- 6 Порфиroidные граниты, сиениты и грано-диориты, диориты
- 7 Щелочные сиениты, нефелин сиениты и псевдолейцит. нефелин сиениты
- 8 Предверхнезоцен. Энструзии липарито-дацитов
- 9 Гранодиориты, кварц. диориты, сиенито-диориты, монциты, тоналиты
- 10 Габбро-диориты, монцо-диориты
- 11 Олигоцен. Андезиты и их пирокластиты (Амурская св. и их эквив. запад. Амурск. и Восточн.)
- 12 Олигоцен. Морск. песч.-глин. отлож. с богат. фауны: нуммулы, гастроподы, кораллы и др.
- 13 В. зоцен. Андезито-дациты, андез.-базальты, дациты, липариты и их пирокласт.
- 14 Туфоконгломераты, туфобрекчии
- 15 Ср. зоцен. Плагиоклазовые, пироксен., авгитовые порфириты, кварц. порфиры, альбитов. их туфы, туфобр., туфоконг. с подчин. слоями разл. туфоос. пор.
- 16 Туфопесчан., туфосилев., туфифиты, туфы, туфоконгл., туфобрекчии с линзами рифовых извест. и потоков лав преимущ. основного состава
- 17 Н. зоцен. Туфобрекчии, туфоконгломераты
- 18 Песчанистые известн. чл.
- 19 Дат.-палеоцен. а-известняки, б-флиш терригенный
- 20 Кампан-маастрихт. Известняки и мергели
- 21 Сантон. песчаники, известняки, алевролитовые, глинистые известняки
- 22 Коньяк. Песчано-глинистые отлож. с прослоями карбонат. пород и конглом.
- 23 Турон. Песчано-глинистые отложения и конгломераты
- 24 Дотурон. Кварцевые диориты, диориты
- 25 Н. карбон. Кварциты, известняки с обильной фауной брахиопод
- 26 В. девон. Известняки, кварциты, глинистые сланцы
- 27 Ордовик. Диабазовые порфириты, роговики, туфы, туфобрекчии
- 28 Ср. палеозой. Кварцевые диориты
- 29 Н. палеозой. а-кварцевые жилы, б-диабазовые дайны
- 30 Ср. кембрий. Амфиболиты
- 31 Н.-ср. кембрий. Глинисто-графитовые сланцы
- 32 Н.-ср. кембрий. Хлоритовые и хлорит-эпидотовые сланцы
- 33 Линзы мраморов
- 34 Н. палеозой. Основные и ультраосновные интрузии
- 35 Лейкократовые граниты
- 36 В. протерозой.-ср. кембрий. Мигматиты, мигмат-граниты, теневые граниты
- 37 В. протерозой.-н. кембрий. Кварц-слюдистые сланцы
- 38 Оrogenическая фаза
- 39 Трансгрессия
- 40 Регрессия
- 41 Поднятия и опускания
- 42 Рудитиноносные сланцы (формация метаморфогенных руд)
- 43 Метаморфогенная железорудная и железистые кварциты
- 44 Полиметаллическая с баритом (метаморфогенно-гидротермальная)
- 45 Кварц-золоторудная (метаморфогенно-гидротермальная)
- 46 Полиметаллическая (плутоногенно-гидротермальная)
- 47 Скарновая железорудная
- 48 Убогосульфидная золото-полиметаллическая
- 49 Серноколчеданная 50 Титаномagnetитовая
- 51 Скарновая железоруд., марганцевая 52 Медно-молибденовая
- 53 Фтор-редкоземельная 54 Золото-полимет. и золото-теплур-полимет.
- 56 Рений-молибденовая. ReCuMo, 57 Нивоварь-метациннабаритовая

Формация железистых кварцитов объединяет сравнительно небольшие месторождения, развитые в пределах метаморфических сланцев, вдоль сравнительно крупных дизъюнктивных нарушений (рис. 136). Оруденение представлено магнетитовыми кварцитами, образующими линзообразные, гнездообразные и жилообразные тела размером от $0,5 \times 1,0$ м до 25×10 —12 м. Основной рудный минерал—магнетит, образует вкраплен-

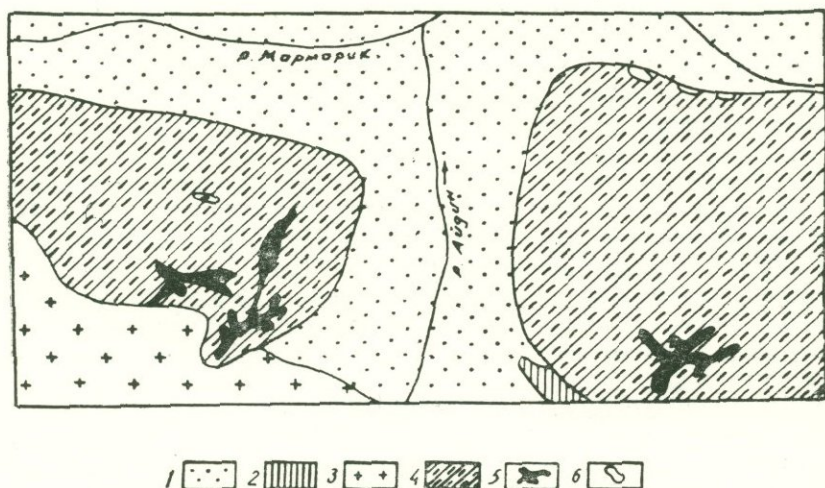


Рис. 136. Схематическая геологическая карта Меградзорского железорудного месторождения: 1—аллювиальные, пойменные, делювиальные и пролювиальные отложения; 2—андезиты, андезито-дациты (верхний плиоцен); 3—кварцевые диориты, гранодиориты (дотурон); 4—метаморфические сланцы (эопалеозой); 5—кварц-магнетитовые рудные тела; 6—кварцевые линзы, жилы

ность и прожилки среди интенсивно окварцованной породы. В минеральном составе руд в небольшом количестве присутствуют также эпидот, гранит, апатит, рутил, пирит и другие минералы. Содержание Fe в рудах колеблется в пределах от 10—15 до 55—60%. Среди элементов-примесей небольшие концентрации образуют Si (0,05%), Pb и Ti (до 0,015%). При этом первые два элемента представлены главным образом собственными минералами и при магнитной сепарации остаются в немагнитной фракции, а Ti, наоборот, будучи связан главным образом с магнети-

том, в своей основной массе переходит в магнитную фракцию. В последнем происходит почти четырехкратное увеличение концентрации Ti (табл. 58). Из других элементов-примесей заслуживает внимания Mn , содержание которого в магнетитовом концентрате по сравнению с исходной рудой увеличивается в 7—8 раз. В обогащенных магнетитом фракциях Меградзорского проявления установлены также небольшие концентрации Zr (0,003%), но в целом руды рассматриваемого проявления отличаются значительной стерильностью по сравнению со скарновыми рудами, что можно объяснить особенностями их генезиса.

Характерной особенностью группы метаморфогенных рудных формаций зоны является тесная пространственная и генетическая связь с породами до $St-Pz_1$ возраста, которые подвергнуты региональному метаморфизму до фаций зеленых сланцев, амфиболитов, а местами также гранулитов (кварц-гиперстен-магнетитовый парагенезис). Отчетливо проявлена зависимость между формой руд и фацией метаморфизма. Каждая из отмеченных фаций характеризуется определенным набором рудных формаций. С фацией зеленых сланцев и низких ступеней амфиболитов связаны рутиловые и магнетитовые руды; с фацией амфиболитов и гранулитов связаны кварц-золоторудные (с убогосульфидной полиметаллической минерализацией), кварц-магнетитовые (железистые кварциты), баритовые и другие руды. В целом рассматриваемая группа рудных формаций характеризуется сравнительно небольшим разнообразием состава руд и низкой концентрацией металлов. Первый ряд рудных формаций составляют главным образом элементы зоны базификации (Ti , Fe , Mn и др.), образование которых обусловлено обособлением в пределах метаморфизируемой толщи (свиты). Руды второго ряда формаций наряду с элементами зоны базификации (Fe , Ti) составляют также: Si , K , Na , Au , Pb , Zn , Cu , Ba и др., высвободившиеся в результате дифференциации не только вмещающей оруденение толщи, но и более глубоких горизонтов при участии растворов, поднимавшихся из зон более высоких ступеней регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Эти два ряда рудных формаций характеризуются определенными индивидуальными особенностями. Для первого из них характерен вкрапленный тип оруденения, рудные минералы в них обладают высокой степенью идиоморфизма, переход от руд к вмещающим породам постепенный, гидротермальные изменения рудовмещающих пород, а также дайки и другие интрузивные породы отсутствуют. Второй ряд рудных формаций представлен главным образом секущими рудными телами—жи-

лами, прожилками, линзами, сложенными преимущественно кварцем, среди которого рудные минералы образуют вкрапленность или небольшие гнездообразные скопления. Нередко руды этого ряда формаций ассоциируют с «теньевыми» или реоморфическими гранитами. Структурно-текстурные взаимоотношения составляющих эти руды и гранитоиды минералов свидетельствуют о более раннем проявлении оруденения. Сопоставление запасов руд всех известных месторождений и рудопроявлений района с масштабами

Таблица 58

Содержание элементов-примесей в рудах и мономинеральных фракциях магнетита Меградзорского месторождения: железистых кварцитов

Элемент	Руда		Магнетит	
	от-до	среднее	от-до	среднее
T	0,01—0,02	0,0150	0,01—0,1	0,055
V	0,001—0,003	0,002	не обн.	не обн.
Mn	0,03—0,1	0,0065	0,03—0,005	0,0475
Ni	0,0032	0,003	0,0003	0,0003
Co	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Cu	0,003—0,1	0,0504	0,001—0,01	0,0065
Pb	не обн.—0,03	0,015	не обн.	не обн.
Zn	0,003	0,0030	не обн.—0,003	0,0015
Ga	0,002—0,003	0,0025	не обн.	не обн.
Mo	не обн.—0,0003	0,00015	не обн.	не обн.
Zr	не обн.—0,001	0,0005	0,003	0,0030
Li	не обн.—0,0003	0,00015	не обн.	не обн.

отмеченного выше процесса выноса рудных элементов при гранитизации пород (в конце прогрессивной стадии ультраметаморфизма при замещении темноцветных породообразующих минералов полевыми шпатами и кварцем) дает основание предположить миграцию освобождающейся в процессе гранитизации преобладающей части рудных компонентов на большие расстояния (дальше уровня достигнутого современной эрозией). Приуроченность рассматриваемых руд к зонам нарушений и контактам секущих тел свидетельствует о важной роли геолого-структурного фактора в миграции ультраметаморфических растворов. При наличии благоприятных структурных условий высвободившиеся рудные элементы могли мигрировать в более верхние структурные этажи, где региональный метаморфизм проявлен в своих низких ступенях.

Важное значение имеют результаты изучения поведения Mo в процессе гранитизации Арзаканского массива. В отличие от от-

меченных выше элементов Мо имеет отчетливо проявленную тенденцию накапливаться в продуктах гранитизации. Заметное увеличение содержания Мо от метаморфических сланцев к «теневым» гранитам (рис. 137) свидетельствует о стремлении этого элемента концентрироваться в расплаве при палингенезе гранитизированной породы. При дальнейшем развитии процесса в результате реоморфизма создавались благоприятные условия для перехода Мо и других рудных элементов в гидротермальные растворы, отщепляющиеся непосредственно из гранитоидного распла-

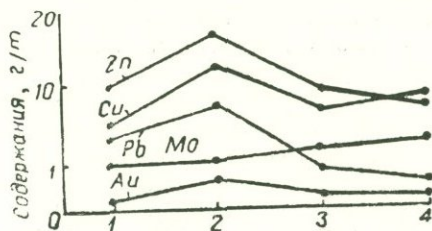


Рис. 137. Изменения содержаний некоторых рудных элементов в различных продуктах гранитизации Арзаканского массива: 1—метаморфические сланцы (амфиболиты); 2—слабогранитизированные сланцы; 3—«теневые» граниты; 4—палингенные граниты

ва. Таким образом, процессы эндогенного рудообразования, связанные (прямо или косвенно) с ультраметаморфизмом, подразделяются на два значительно оторванных (во времени и пространстве) друг от друга этапа.

Первый этап непосредственно связан с явлениями ультраметаморфизма и происходит в результате мобилизации рудного вещества при гранитизации пород, иными словами, руды этого этапа и гранитоиды являются различными продуктами одного и того же процесса—гранитизации. Второй этап оруденения с ультраметаморфизмом связан косвенно с продуктами ультраметаморфизма—с палингенными расплавами, при реоморфизме которых и в результате ассимиляции богатых водой и легколетучими компонентами боковых пород и падения давления создаются благоприятные условия для отщепления рудоносных растворов и образования гидротермальных месторождений, имеющих много общего с плутоногенными.

Для пространственного размещения месторождений и рудопроявлений метаморфогенной группы рудных формаций определенное значение имеют структурные условия. Для подгруппы метаморфических формаций характерна связь с трещинно-складчатыми структурами, тогда как ультраметаморфические рудные формации контролируются зонами разломов более высоких порядков (Мармарикская, Арзакан-Бжнинская).

Таким образом, на примере изучения метаморфогенного оруднения зоны подтверждается точка зрения о неотъемлемости процесса метаморфогенного рудообразования от самого регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, протекающих в широком диапазоне температур и давления. Источники рудных веществ и воды—переносчика рудных компонентов и тепла в метаморфогенном рудообразовании, по-видимому, разные. Особенно сложным является вопрос об источнике ультраметаморфических руд, в составе которых участвуют элементы, вытесненные из зон гранитизации, а также привнесенные из подкоровых глубин и приобретенные растворами при подъеме через толщи метаморфических пород. Из вулканогенных пород вытесняются Ti, Fe, Zn, Cu, Ni, а также Au, Pb, As и др., из осадочных пород—Au, Cu, Pb и другие элементы.

3. Серии рудных формаций

Рассмотренные выше рудные формации слагают ряд серий, которые существенно отличаются друг от друга составом, числом и набором слагающих формаций (табл. 59). Наиболее простым по составу руд и малочисленным по слагающим формациям является байкальская серия, связанная различными ступенями регионального метаморфизма (зеленосланцевой и амфиболитовой) и с ультраметаморфизмом. В соответствии с этим разные формации слагают два ряда, относящиеся к метаморфической и метаморфогенно-гидротермальной генетическим группам. Вся эта серия связана с комплексом метаморфических сланцев докембрий-нижнепалеозойского возраста. Рудообразующие элементы в целом для рассматриваемой серии представлены Ti, Fe, Au, подчиненное значение имеют Ba, Pb, Zn, Cu.

Киммерийская серия рудных формаций так же, как и байкальская, относится к раннеорогенной стадии и представлена скарновой и плутоногенно-гидротермальной рудными формациями, в составе которых в качестве главнейших рудообразующих элементов выступают Fe, Au, Pb, Zn, Ag. Месторождения киммерийской раннеорогенной серии проявлены в тесной пространственной и генетической связи с гранитондным магматизмом, ко-

Таблица 59

Серия рудных формаций Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа

Тектоно- магм. эпизод	Металлогеническая эпоха	Стадия геосинклинального и металлогенического развития	Серия рудных формаций	Месторождение и рудопроявление
1	2	3	4	5
Байкальский $P_{r3}-P_{z1}$	Байкальская $P_{r3}-S_1$	Средняя (ранне-орогенная)	Титановая, вкрапленная железорудная, кварц-золоторудная, железистых кварцитов (все метаморфогенные)	Арзакан, Чкнах, Агверан, Бжни, Ванки-дзор, Зар, Меградзор, Мармарик и др.
Киммерийский I_1-Cr_1	Раннеальпийская (киммерийская) I_1-Cr_1	Средняя (ранне-орогенная)	Скарновая железорудная, Au-сульфидная, полиметаллическая (плютогенно-гидротермальные)	Серы-кая, Дебахлу, Галлавар, Гомери-дзор, Мадан (Агверан) и др.
		Рудная (собственно геосинклинальная) $Cr_2-Pg_2^3$	Меднорудная, титаномагнетитовая, апатит-магнетитовая, серноколчеданная, убогосульфидная Au-полиметаллическая (вулканогенные), марганцевая эксгальационно-осадочная.	Востан, Сваранц, Камакар, Тандзут, Сари-сол, Казачий бугор, Кармашен, Кабахлу, Мартирос, Горандис и др.

1	2	3	4	5	6
		Средняя (ранне-орогенная) $Pg_2^3 - N_1^1$	Начало ранне-орогенной $Pg_2^3 - Pg_3^1$	Апатит-магнетитовая, скарновая железорудная, медно-молибденовая (пегматитовая, скарновая и плутоногенно-гидротермальная), полиметаллическая; Au-Sb-полиметаллическая (плутоногенно-гидротермальные)	Раздан, Калер, Гехи, Каджаран, Агарак, Айгедзор, Газма, Гюмушхана, Азатек, Артаван, Софи-бина
Альпийский $I_1 - Q$	Собственно альпийская $Sr_2 - Q$		Конец ранне-орогенной $Pg_3^2 - N_1^1$	Нефелинсиепитовая, редкометалльная пегматитовая, медно-молибденовая, Au-полиметаллическая Au-Te-полиметаллическая молибден-полиметаллическая, фторредкоземельная, киноварная	Тежсар, Мегри, Анкаван, Джиндара, Каджаран, Тей-Личквас, Гамзачиман, Кабахлу-Новый, Меградзор, Сарнахпюр, Аравус, Лесное, Омар, Хосров и др.
		Поздняя (поздне-орогенная) $N_1^2 - Q$		Апатит-магнетитовая, рений-молибденовая, рений-медно-молибденовая, киноварь-метациннабаритовая, мышьяковая, самородной серы (все вулканогенные)	Абовян, Варденис, Элпин, Советашен, Вардан, Спитак-Хач. Арагац, Араилер и др.

торый местами проявлен совместно с продуктами магматизма и оруденения последующей (альпийской) эпохи. Последняя ознаменовалась образованием наиболее интересных по разнообразию состава и условиям образования рудных формаций. Раннюю, или собственно-геосинклинальную, серию слагают главным образом вулканогенные, в меньшей мере собственно-магматические и плутоногенно-гидротермальные рудные формации, соответственно связанные с базальтоидной магмой и его кислыми дифференциатами. Эта серия рудных формаций развивается в зонах глубинных разломов с офиолитовым магматизмом в их приграничных зонах. Главнейшими элементами этой серии рудных формаций являются Fe, Cu, Au, Mn, подчиненное значение имеют Pb, Zn, Ag.

По разнообразию вещественного состава, условиям образования и численности слагающих рудных формаций особое место занимает раннеорогенная серия альпийской металлогенической эпохи. Слагают ее собственно-магматические, пегматитовые, скарновые, плутоногенно-гидротермальные рудные формации, генетически и пространственно тесно связанные с интрузивными породами гранитоидного и щелочного состава. Месторождения этой серии нередко охватывают рудные поля месторождений киммерийской раннеорогенной серии. Главнейшие рудообразующие элементы и элементы-примеси несравненно более многочисленны: Fe, Cu, Mo, Au, Ag, Sb, Pb, Zn, Al, TR, Te, P, F, Hg, Re, Se.

Завершает рудообразовательный процесс позднеорогенная серия, почти целиком представленная вулканогенными рудными формациями, связанными главным образом с кислыми дифференциатами базальтоидной магмы. Рудные формации этой серии, несмотря на принадлежность к единой генетической группе, значительно отличаются друг от друга по условиям образования и составу руд. Сложены они главным образом Fe, P, Mo, Cu, Re, Hg, As, S. Общим для месторождений этой серии является то, что размещение их почти без исключения контролируется трансформными разломами, нередко пересекающими рассматриваемую металлогеническую зону. Кроме того, слагающие эту серию руды нередко проявляются совместно с рудами раннеорогенной стадии, обуславливая образование полиасцедентных полиформационных месторождений.

4. Комплексы рудных формаций

В зависимости от конкретных условий становления интрузий, проявления эффузивно-интрузивного или эффузивного магматизма в генетической или парагенетической связи с ними образуются различные по составу и другим особенностям руды или сообщества рудных формаций, которые согласно Ю. А. Бибиби-

ну (1951, 1955), Г. А. Твалчредидзе (1966, 1972, 1973) и др. можно назвать комплексами рудных формаций. В пределах рассматриваемой зоны выделяются рудные комплексы или комплексы рудных формаций в связи с многофазными гранитоидами, представленными пегматитовыми, скарновыми и плутоногенно-гидротермальными Cu—Mo рудными формациями. Кроме того, в этот комплекс входят также Au -полиметаллическая, As -полиметаллическая и другие формации. В связи со щелочными интрузивными комплексами находятся рудные комплексы, состоящие из собственно-магматической нефелинсиенитовой, пегматитовой редкометальной, гидротермальной F -редкоземельной формаций. С гранитоидными интрузиями кварцевый диорит—гранодиоритового ряда связаны рудные комплексы, состоящие из скарновой железорудной и Cu—Mo формаций; с диорит-монцитит-граносиенитовыми интрузивными массивами связан рудный комплекс, состоящий из скарновой железорудной и Mo -полиметаллы-редкометальной формаций; с гранодиорит-гранитовыми массивами—рудный комплекс, состоящий из Cu—Mo , Au -полиметаллической и других формаций. В связи с вулканогенными образованиями (субвулканы, экструзии, эффузивы) оруденение обычно носит одноформационный, реже двухформационный характер: так, со среднеюрским магматическим комплексом связан двухформационный рудный комплекс, состоящий из медноколчеданной и Au -полиметаллической формаций.

Образование различных рудных комплексов, связанных одними и теми же магматическими формациями, по-видимому, можно объяснить различным составом гидротермальных растворов, которые отщепляются либо из различных очагов, либо из различных частей магматических камер в разное время. Образование «...в одном регионе разновозрастных месторождений различных формаций», по К. А. Карамяну, «...обусловлено возникновением качественно отличных, обособленных очагов, которые отличаются различным соотношением полезных компонентов: Mo , Cu , Zn , Pb , Au , Ag , As , Bi . Подобное объяснение, вполне приемлемое для месторождений, расположенных на значительном удалении друг от друга, не подходит для тех случаев (Айгедзор), когда эти формации проявлены совместно. Факт тесной ассоциации в пределах одних и тех же рудных полей, четко выдержанная последовательность проявления, контролирование рудных тел различных формаций одними и теми же тектоническими элементами с локализацией в одних и тех же разрывных нарушениях, минералого-геохимическое родство этих формаций, выраженное в постоянном присутствии молибденита в рудах полиметаллической и Au -полиметаллической формаций и, наоборот, галенита и

сфалерита в рудах Cu—Mo формации, на наш взгляд, можно объяснить *эволюцией магматического очага* или деятельностью самостоятельных магматических очагов, *последовательно возникающих и действующих* на различных глубинах.

VII. Закономерности размещения оруденения в пределах Памбак-Зангезурской зоны и на продолжении ее в Центральном Средиземноморье

Памбак-Зангезурская зона совместно с прилегающими частями Малого Кавказа входит в состав вторичногеосинклинального вулканоплутанического пояса, который, согласно Г. А. Твалчредидзе (1977), протягивается до Суббалканской зоны Югославии, а к востоку—в Центральный Иран и Пакистан (рис. 138). Ниже остановимся на характере распределения оруденения в пределах отдельных сегментов пояса.

1. Размещение рудных формаций в пределах Памбак-Зангезурской зоны

Несмотря на многолетние исследования, закономерности размещения эндогенного оруденения на территории Малого Кавказа и ее отдельных частей остаются еще недостаточно решенными. И. Г. Магакян на основании обобщения большого фактического материала пришел к заключению о поясовом характере распределения оруденения. Выделенные им Алаверди-Кафанский медноколчеданный, Памбак-Зангезурский Cu—Mo и Севано-Амасийский Cr—Au—Hg—Sb—As пояса многие годы были предметом острых дискуссий, тем самым способствуя решению многих актуальных вопросов размещения оруденения. Возражения (Котляр, 1958; Паффенгольц, 1970; Мидян, 1971; Мовсисян, Исаенко, 1975; Меликсетян и др., 1975, 1976 и др.) сводятся главным образом к отрицанию отчетливо проявленной металлогенической специализации, четко выраженных границ, недооценке роли блокового строения земной коры и трансформных нарушений в размещении оруденения. Так, например, В. Н. Котляр (1958) считает, что геотектоническое и металлогеническое разделение соответствующих зон, проведенное с достаточным основанием в южной Армении по Гиратахскому разлому, очевидно, невозможно проводить по Памбаку и попытки объединить Памбак с Зангезуром вступают в явное противоречие как со стратиграфическими, так и петрографическими и металлогеническими данными. Различия эндогенного оруденения различных частей отме-

Рис. 138. Памбак-Зангезурская структурно-металлогеническая зона в системе Средиземноморского пояса. А. Положение Средиземноморского пояса по отношению к осколкам Гондваны (по В. Н. Соболевской); 1—внешние границы древних кратонов Гондваны; 2—древние платформы системы Гондваны; 3—Байкальская и палеозойская складчатости в обрамлении Гондваны; 4—зоны распространения альпид средиземноморского типа, развивающихся на палеозойской складчатости (южная половина Тихоокеанского обрамления); 5—области развития кайнозойской складчатости, связанной с регенерированной мезозойской складчатостью (северная половина Тихоокеанского обрамления); 6—разломы. Б. Схема размещения вулканических поясов Центрального Средиземноморья (по Г. А. Твалчрелидзе): 7—древние и эпипалеозойские платформы; 8—срединные массивы; 9—альпийские складчатые сооружения; 10—первичногеосинклинальный пояс Динарид-Эллинид и Таврид; 11—вторичногеосинклинальный пояс Среднегорья, Понта, Малого Кавказа, Центрального Ирана и Пакистана; 12—Пальмиро-Апшеронский линеамент. В, Г. Схема тектоники (В) и размещения основных месторождений важнейших рудных формаций (Г) Динарско-Тавридо-Малокавказско-Ирано-Афганского сегмента Средиземноморского пояса (составлена с использованием карт: Д. Штеклина, И. Кетина, А. Генсера, Ж. Обуэна, И. В. Архипова, Е. Е. Милановского, М. В. Муратова, В. П. Панкратова, Б. А. Соколова, Г. А. Твалчрелидзе, В. Е. Хаина, И. Берберяна и др.): 13—срединные и древние массивы, местами перекрытые чехлом молодых осадков; 14—альпийские складчатые зоны; 15—массивы основных и ультраосновных пород, меланж; 16—верхнемеловые и неогеновые наземные вулканические излияния; 17—палеозойские породы; 18—мезозойские породы; 19—кайнозойские флишевые осадки; 20—молаассовые осадки краевых прогибов; 21—древние ядра геоантиклиналей; 22—геоантиклинали внешних Динарид (а) и Высокий Карст (б); 23—миogeосинклинали; 24—офиолитовые геосинклинальные прогибы; 25—эвгеоантиклинальные зоны Малого Кавказа; 26—эвгеосинклинальные зоны Малого Кавказа; 27—Памбак-Зангезур-Курдистанская геоантиклинальная зона; 28—вулканы плиоценовые и четвертичные; 29—глубинные разломы. Важнейшие рудные формации: 30—урановая; 31—ртутная; 32—олово-молибден-мышьяк-золото-медно-сурьмяная; 33—хромитовая; 34—медно-никель-кобальтовая; 35—скарновья железорудная; 36—железисто-графитовая; 37—железо-марганцевая; 38—железо-медно-молибден-вольфрамовая; 39—свинцово-цинковая; 40—колчеданная (FeS_2 и Cu); 41—сурьмяно-ртутная (иногда с мышьяком); 42—скарновья вольфрам-молибденовая; 43—уран-полиметаллическая, 44—скарновья полиметаллическая; 45—золото-полиметаллическая; 46—золото-теллур-полиметаллическая; 47—медно-молибденовая; 48—баритовая; 49—марганцевая; 50—редкометаллическая. Д. Структурные зоны Малого Кавказа (составлена А. И. Карапетяном с использованием карт А. Т. Асланяна, А. Т. Вегуни, Г. А. Твалчрелидзе): 51—Закавказская межгорная депрессия; 52—Сомхето-Карабахская и Кафанская интрагеосинклинальная зона; 53—Севано-Акеринский офиолитовый пояс; 54—Памбак-Зангезурская интрагеоантиклинальная зона; 55—Ереван-Ордубадская и Приараксинская зоны; 56—породы докембрия и палеозоя; 57—зоны наложения неоген-четвертичных межгорных прогибов

ченных поясов И. Г. Магакьян (1959) объяснят различным уровнем эрозии и зональным расположением металлов по отношению к рудоносным интрузиям.

В отличие от этого зональность в размещении оруденения на рассматриваемой территории С. А. Мовсисян и М. П. Исаенко (1975) объясняют различиями истории развития блоковых рудоносных структур, подчеркивая роль северо-западных и поперечных нарушений. Согласно Б. М. Меликсетяну, Б. К. Архипову и др. (1971) размещение эндогенной минерализации носит узловый, мозаично-блоковый характер, обусловленный значительной ролью «сквозьструктурных» поперечных субмеридиональных разломов, а также узлов их сопряжения с общекавказским блоковым строением фундамента.

Анализ и обобщение приведенных в настоящей работе данных по размещению оруденения в пределах рассматриваемой зоны позволяет сделать заключение о неравномерном, исключительно сложном характере распределения оруденения (рис. 139). Это прежде всего обусловлено значительными различиями условий геолого-тектонического развития различных частей зоны и в зависимости от конкретных условий формирования и металлогенической эволюции этих частей на современной денудационной поверхности происходит экспозиция различных не только по масштабу и возрасту, но и по составу и условиям образования руд.

В соответствии с этим территория зоны подразделяется на соответствующие металлогенические таксоны—рудные районы, рудоносные зоны, рудные поля, узлы и т. д.

Рудные районы

Территория Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны подразделяется на три типа рудных районов, отличающихся различными генетическими, пространственными и временными соотношениями развитых в них рудных формаций.

Первый тип. Оруденение рудного района представляет собой результат рудообразовательных процессов, проявленных на разных стадиях единой металлогенической эпохи. Рудная минерализация полиформационная, рудные формации принадлежат к различным сериям и комплексам, но связаны с одним и тем же типом магматизма. К этому типу относится Мегринский рудный район, для которого важнейшее значение имеет рудный комплекс (или комплекс рудных формаций), сложенный из Cu—Mo , Au -полиметаллической, пегматитовой и скарновой Cu—Mo формаций. Этот рудный комплекс, представленный Каджаранским, Джиндаринским, Тей-Личквасским месторождениями и неболь-

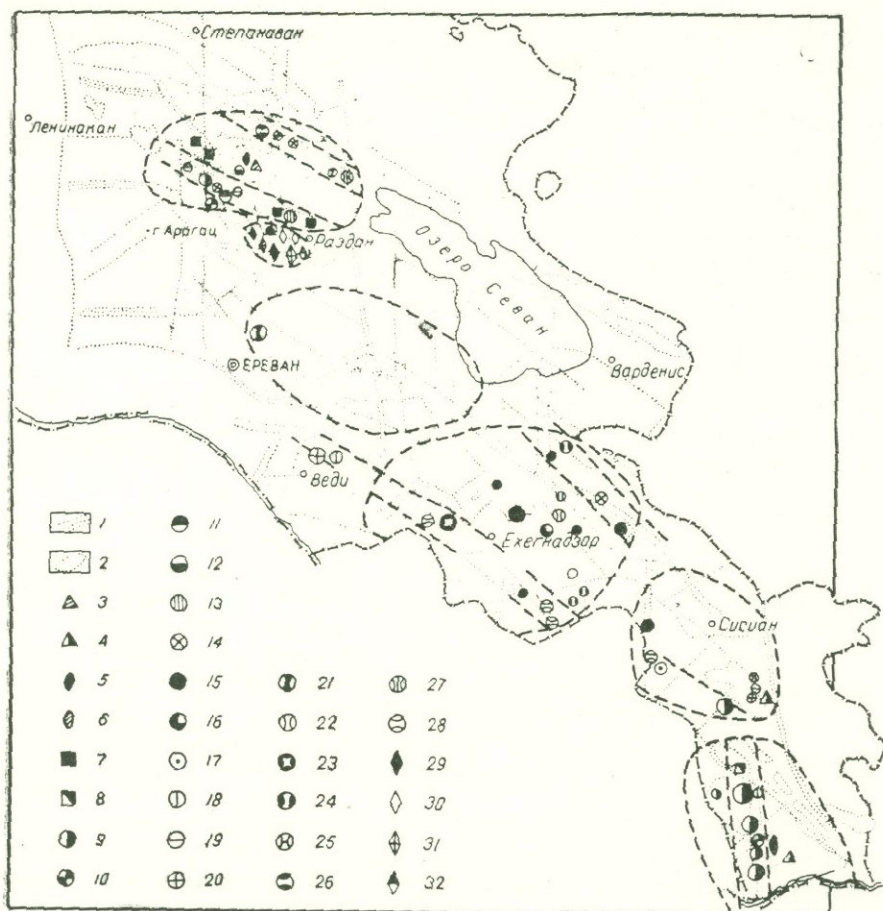


Рис. 139. Карта размещения месторождений различных рудных формаций в пределах Памбак-Зангезурской зоны: 1—тектонические нарушения, выявленные разными способами; 2—выходы интрузивных пород. Рудные формации: 3—Al-редкометаллическая; 4—Ti—Fe; 5—редкометаллическая пегматитовая; 6—Cu—Мо-пегматитовая; 7—скарновая Fe; 8—скарновая Cu—Мо. Плутоногенно-гидротермальные рудные формации: 9—Cu—Мо; 10—Au-полиметаллическая; 11—Au—Te и полиметаллическая; 12—F—TR; 13—Мо—полиметаллы—редкометаллическая; 14—Au-кварцевая; 15—полиметаллическая; 16—Au—Sb-полиметаллическая; 17—As—полиметаллическая; 18—Hg; 19—Fe; 20—Cu; Вулканогенные рудные формации: 21—P—Fe; 22—Mn; 23—Re—Cu—Мо; 24—Re—Мо; 25—S; 26—FeS₂; 27—убогосульфидная Au-полиметаллическая; 28—Hg. Метаморфогенные рудные формации: 29—Ti; 30—Fe; 31—кварц—Au; 32—Fe кварцитов

шими рудопроявлениями, контролируется Дебаклинским разломом. Второй рудный комплекс, сложенный Ti-железородной, скарновой и гидротермальной Cu—Mo формациями, контролируется Дебаклинским и оперяющим разломами. Сравнительно слабо проявлен рудный комплекс, связанный со щелочными интрузивными породами—нефелинсиенитовая и пегматитовая редкометальная формация. Эти рудные комплексы контролируются различными структурными зонами и слагают два ряда, первый из которых сложен из разновозрастных плутоногенно-гидротермальных (Cu—Mo, Au-полиметаллическая), скарновых пегматитовых (Cu—Mo) и других рудных формаций; второй—из собственно-магматических (титаномagnetитовая, нефелинсиенитовая), пегматитовых (редкометальная) и др. формаций.

Второй тип. Оруденение рудного района представляет собой результат рудообразовательных процессов, проявленных на различных стадиях одних и тех же металлогенических эпох. Оруденение полиформационное, рудные формации слагают различные серии и комплексы, связанные с различными типами магматизма. К этому типу относятся Вайоцзорский и Баргушатский рудные районы. В этих районах наряду с плутоногенными гидротермальными рудными формациями с значительной интенсивностью проявлены вулканогенные рудные формации (вулканогенно-гидротермальные, эксгальационно-осадочные, вулканические), представленные соответственно полиметаллической, Au—Sb-полиметаллической, Cu—Mo, кварц-золоторудной, Re—Mo, Re—Cu—Mo, Hg, Mn формациями, а также формацией самородной серы. Рудные комплексы сложены из полиметаллической, Au-кварцевой, Au-полиметаллической, Cu—Mo, полиметаллической, As-полиметаллической формаций; наконец, Re—Mo, Hg, Mn и других формаций. Эти рудные комплексы слагают серии, состоящие из плутоногенно-гидротермальных (полиметаллическая, Au-кварцевая, Cu—Mo) и вулканогенных (Re—Mo); плутоногенно-гидротермальных (полиметаллическая, Au—Sb-полиметаллическая, кварц-золоторудная) и, наконец, из вулканогенно-гидротермальных (Re—Cu—Mo—Hg) рудных формаций.

Третий тип. Оруденение представляет собой результат рудообразовательных процессов, проявленных в различных металлогенических эпохах. Оно имеет полиформационный характер и входит в состав различных генетических групп, рудные формации связаны с различными типами магматизма и слагают различные серии и комплексы. К этому типу относятся Памбак-Цахкуняцкий рудный район, в пределах которого развито оруденение всех металлогенических эпох, проявленных в пределах Малого Кавказа.

Распределение преобладающего большинства месторождений и рудопроявлений зоны носит линейно-узловой характер и контролируется определенными зонами пликтивно-дизъюнктивных структур.

Наиболее значительные по размерам концентрации руд Памбака приурочены к Тандзут-Цовагюхской (Агстевской), Тежсарской (Уляшикской), Сарыкая-Алаварской и Раздан-Анкаванской (Мармарикской) рудоносным зонам.

Тандзут-Цовагюхская зона (рис. 140) по особенностям своего геологического строения, в частности, по благоприятному сочетанию структурного, магматического и стратиграфо-литологического факторов может быть отнесена к числу перспективных рудоносных зон Малого Кавказа. В отношении оруденения наиболее интересны те участки, где интрузивные породы проявлены в сочетании с дизъюнктивными нарушениями нескольких направлений.

Тежсарская (Уляшикская) зона (рис. 7) является фрагментом регионального близмеридионального разлома, который в центральной части представляет интерес в отношении гидротермального F-редкоземельного оруденения, а северный и южный концы ее в местах пересечения с Тандзут-Цовагюхской и Раздан-Анкаванской зонами разломов представляют интерес в отношении сульфидного и отчасти золоторудного оруденения.

Сарыкая-Алаварская структурная зона (рис. 141) в местах развития интрузивных тел сопровождается скарновыми Fe и Аукварцевыми рудами.

Раздан-Анкаванская структурная зона относится к числу наиболее перспективных в отношении эндогенного оруденения. В пределах этой зоны протяженностью 35—40 км известно свыше десятка месторождений и много проявлений Cu—Mo, железорудных, Au—Te-полиметаллической, Mo-полиметаллы-редкометалльной и других формаций (рис. 142). Простираение зоны северо-западное—близширотное, она является и зоной сочленения Памбакского синклинория и Арзаканского антиклинория, разбитой поперечными и продольными разломами более низких порядков. Разлом имеет надвиговой характер, по нему приведены в соприкосновение метаморфические породы эопалеозоя с вулканогенными образованиями эоцена и более молодого возраста.

Благоприятное сочетание (и чередование) структуры и магматизма в течение длительного времени развития, начиная от нижнего палеозоя до верхнего олигоцена и миоцена, обусловило образование здесь самых различных по составу и возрасту интру-

живных пород и руд. Перманентность развития внутренней структуры и, в особенности, значительные подвижки по поперечным разломам, существенно осложнили конфигурацию всей Раздан-Анкаванской зоны. Разделяя всю зону на отдельные блоки, поперечные разломы обуславливают нахождение на близко-одинаковых уровнях различных блоков с существенно различным эрозионным срезом. Блоковое (точнее «микроблоковое» или мозаичное) строение существенно отражается на распределении рудной минерализации в пределах всей зоны. Приуроченные к последней

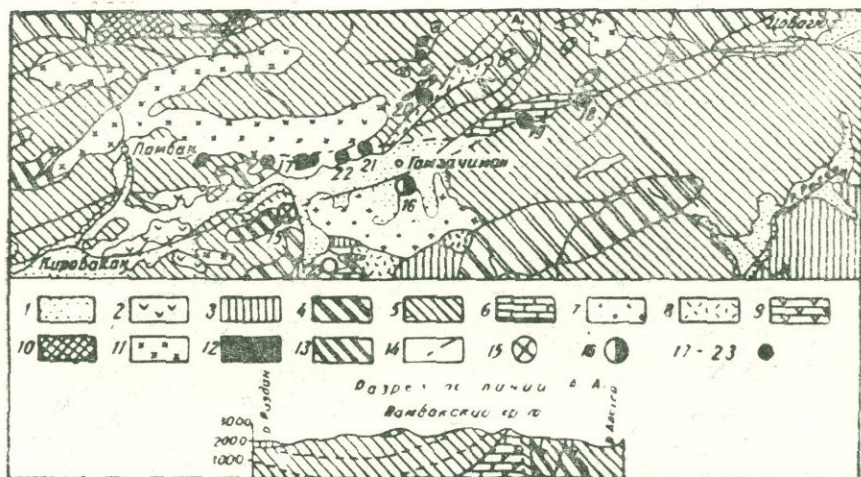


Рис. 140. Схематическая геолого-петрографическая карта Тандзут-Цовагохской рудоносной зоны (составлена по данным Г. П. Багдасаряна, Р. Т. Джрбашяна и исследований автора): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2— N_2 , долеритовые базальты, андезито-базальты; 3— Pg_2^3 — Pg_2^1 трахиандезиты, ортофиры, трахиты, лейцитовые порфиры и тефриты, их туфы и туфобрекнии; 4— Pg_2^3 базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, их туфы и туфобрекнии, экструзии липарито-дацитов; 5— Pg_2^2 , андезиты, дациты, липариты, их пирокласты, туфопесчаники, мергелистые и другие песчаники, алевролиты; 6— $Ст_2$ мергелистые и кремнистые известняки. Pg_2^3 — Pg_3^1 . 7—порфириовидные сиенитограниты, граносиениты; 8—щелочные сиениты; 9—нефелиновые сиениты, псевдолейцитовые нефелиновые сиениты. 10—экструзивы трахилипаритов, липаритов, липарито-дацитов. Предверхнеэоцен: 11—гранодиориты, кварцевые диориты, 12—монзониты, монцодиориты, 13—экструзии липарито-дацитов; 14—тектонические нарушения. Месторождения: 15—Тандзутское, 16—Гамзачиманское, 17—Якшатова балка, 18—Фролова балка, 19—Фиолетово, 20—Булдургани-дзор, 21, 22—Лермонтово, 23—Агстев

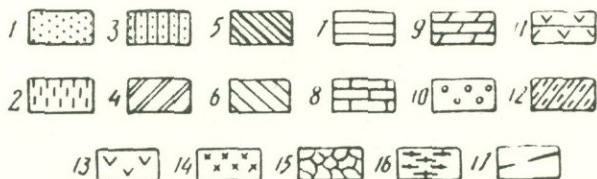
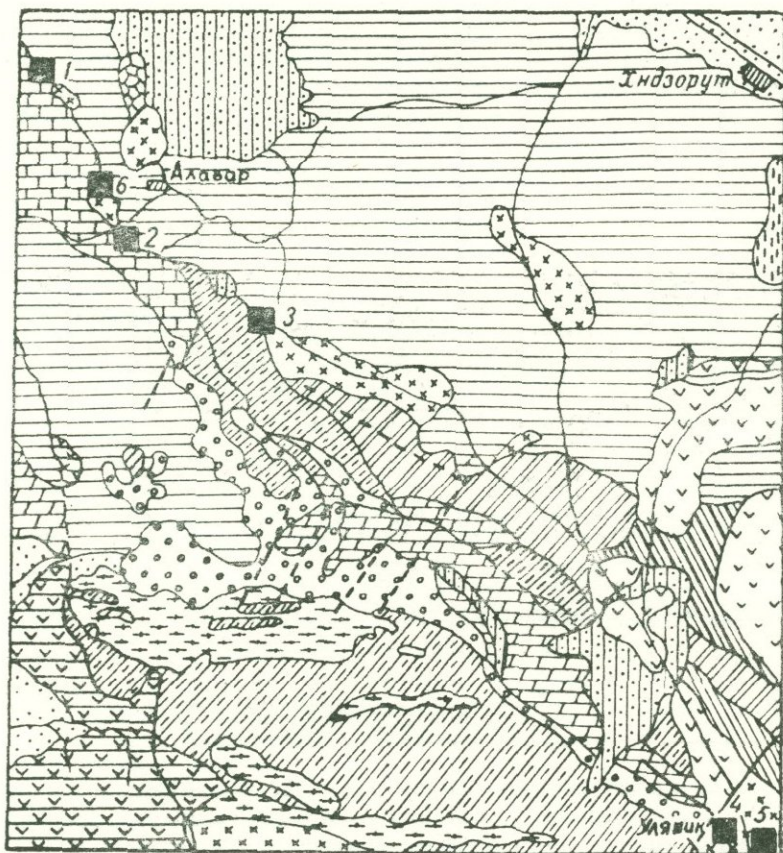


Рис. 141. Схематическая геологическая карта Сарыкая-Алаварской (Уляшикс-кой) структурной зоны (составлена с использованием данных В. Н. Котляра, И. Г. Магакьяна и исследований автора): 1—четвертичные отложения; 2—андезитовые и андезито-базальтовые лавы; 3— N_1-N_2 , туфобрекчии; 4— Pg_2 , кварцевые порфиры (порфириты, туфы, туфобрекчии); 5, 6— Pg_2^3 трахиандезиты, их туфы, туфобрекчии; 7— Pg_2^2 —3, кварцевые порфириты; 8—10— $Сг_2$ известняки

рудные поля по существу соответствуют отдельным блокам, отличающимся друг от друга не только глубиной эрозийного среза, но и особенностями геологического строения, структуры и эндогенного минералогического строения.

К юго-западу от Памбакского хребта, в пределах Цахкунянского хребта оруденение представлено главным образом метаморфогенным типом (Ti, Au, Fe), здесь выделяется Арзакан-Бжнинская структурная зона, которая представляет интерес в отношении ультраметаморфического (или метаморфогенно-гидротермального) оруденения (Fe, Ti, Au и др.).

Преобладающее большинство эндогенных рудных месторождений и рудопроявлений Вайкского рудного района приурочено к трем дизъюнктивно-плекативным структурным зонам северо-западного простирания (Джермук-Варденисская, Караглух-Гюмушханская, Советашен-Серсская).

Джермук-Варденисская структурная зона интересна в отношении как вулканогенного, так и плутоногенного оруденения. В юго-восточной части развито кварц-золоторудное (убогосульфидное), отчасти Cu—Mo оруденение, в северо-западной части — Re—Mo оруденение в связи с экстрезивными телами миоценового возраста.

Караглух-Гюмушханская структурная зона интересна в отношении плутоногенно-гидротермального оруденения и, в частности, полиметаллической и кварц-золоторудной формаций. Первая из них проявляет тесную пространственную связь с гранитоидами, тогда как для кварц-золоторудной формации характерна некоторая удаленность от выходов интрузивных пород.

Советашен-Серсская структурная зона и, в особенности, ее противоположные концы интересны в отношении вулканогенно-гидротермального оруденения. При этом сравнительно верхние горизонты интересны в отношении ртутного, а глубокие горизонты — Re—Cu—Mo, возможно также Au—Ag—Sb (As)—Hg оруденения.

и мергели, аргиллиты, песчаники и конгломераты; 11—вулканогенные породы; 12—до Ст-Рз₁, метаморфические сланцы, гнейсы, мигматиты; 13—нефелиновые, псевдолейцитовые и щелочные сиениты; 14—монциты, кварцевые диориты, гранодиориты, микроклиновые граниты; 15—краевые зоны, эруптивные брекчии кварцевых диоритов; 16—плагииграниты и их мигматиты; 17—тектонические нарушения. Цифры на карте—месторождения: 1—Кара-чобан; 2—Моллакишлаг; 3—Дебахлу; 4—Сары-кая; 5—Уляшик; 6—Алавар

В Вайкском рудном районе и, в особенности, среди вулканогенно-осадочных пород развито марганцевое оруденение, которое тяготеет к центрам подводного вулканизма и часто контролируется перманентно развивающимися дизъюнктивными нарушениями. Последние, как правило, представляют собой ответвления рассмотренных выше структурных зон.

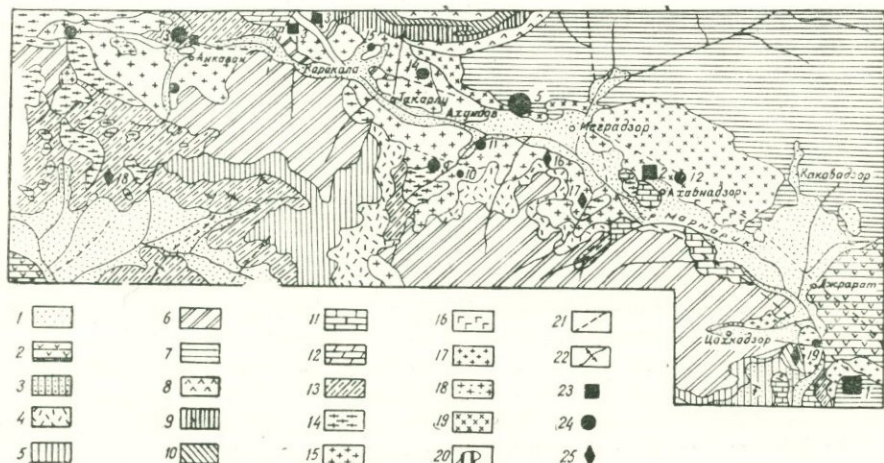


Рис. 142. Геологическая карта Раздан-Анкаванской рудоносной зоны (составлена по данным В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна, А. Т. Асланяна, А. Р. Арутюняна и исследований автора: 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—андезито-базальты, андезит-дациты; 3— N_2 , липарито-дациты, N_1-N_2 ; 4—липарито-обсидиановые пески и пемзы; 5—андезиты, андезит-дациты, дациты; 6—долеритовые базальты и андезит-базальты; 7— Pg^2 , андезиты и их пирокласты; 8— Pg^3 , трахиты и их пирокласты; 9— Pg^1-Pg^4 , эпилейцитовые и сиенит-порфировые кольцевые дайки; 10—щелочные и нефелиновые сиениты; 11— Cr_2 , известняки; 12— Cr_2 , мергелистые песчаники; 13—до $Sm-Pz_1$, метаморфические сланцы; 14— Pz_1 , плагииграниты, 15—до Sm , кварцевые диориты; 16— Pg^3 , габбро, габбро-диориты; 17— Pg^3 , кварцевые диориты; 18— Pg^3 , граниты и др; 19—пост $Pg(Pg^3-N_2)$, монзониты и др; 20— Pz_1 , габбро и др. 21—тектонические нарушения; 22—оси антиклиналей и элементы залегания. Цифры на карте—месторождения: 1—Раздан, 2—Ахавнадзор, 3—Уляшик, 4—Дамир-магара, 5—Меградзор, 6—Сарнахпюр, 7—Воскедзор и др., 8, 9—Кабахлу, 10—Зар, 11—Новый, 12—Лесное, 13—Анкаван, 14—Ахундов, 15—Такарлу, 16—Меградзор, 17—Мармарик, 18—Чкнах, 19—Атарбекян, 20—Макраван

Северная и южная части Восточного Зангезура значительно отличаются друг от друга своим геологическим строением, характером магматизма и металлогенией, что позволило И. Г. Магакяну выделить Баргушатский и Мегринский рудные районы. Первый из них, будучи расположенным между Вайкским и Мегринским рудными районами, характеризуется многими сходными с ними чертами геологического строения и рудоносности. Здесь важное значение имеют магматические породы позднеорогенной стадии альпийской геосинклинали, когда в результате глыбово-блоковых перемещений и воздыманий складчатых сооружений образуются малые интрузии липаритовых порфиров, экстрезии андезитов, андезито-дацитов. Решающими факторами пространственного размещения этих образований являются крупные разрывные нарушения, которые здесь имеют широкое распространение. Наиболее крупные и выдержанные из них—Хуступ-Гиратахский (с меридиональной и северо-западной ветками) и Вардан-Гехинский имеют общекавказское простираие и относятся к числу важнейших конформных разломов Памбак-Зангезурской зоны и играли исключительно важную роль в размещении магматических пород и эндогенных руд. В локализации оруденения, кроме того, важную роль играли также разломы широтного (или близширотного) простираия, наличие которых устанавливается геологическими и (или) геофизическими исследованиями. Один из них проходит по линии Сваранц—Татев—Дастакерт—Аравус и делит территорию рудного района на два блока, отличающихся друг от друга прежде всего глубиной залегания фундамента. Близширотные разломы проходят также по северной и южной границам рассматриваемой территории и представлены Ахура-Биченагским и Гехинским структурами, которые вместе с конформными нарушениями северо-западного простираия играли решающую роль в размещении наиболее значительных концентраций эндогенных руд. Известные здесь около двух десятков рудопроявления и месторождения Cu—Mo , полиметаллических, Au -полиметаллических, Hg , Ti -железорудных и других формаций приурочены к отмеченным северо-западным и близширотным разломам, а наиболее важные из них—к местам их пересечения.

Вардан-Гехинская рудоносная зона протягивается в северо-западном направлении на расстояние более чем 40 км вдоль юго-западной границы рудного района. На юго-востоке она проходит по породам нижнего структурного этажа, сложенного интенсивно дислоцированными образованиями нижнего палеозоя. К северо-западу разломная зона пересекает породы среднего структурного этажа, сложенного сравнительно менее дислоцированными отложениями палеогена, а к северо-западу—рудонос-

ную зону слагают породы третьего структурного этажа (миоплиоцен). Различные части разломной зоны характеризуются различной интенсивностью и составом руд. Там, где обнажаются породы нижнего структурного этажа, развиты Cu—Mo (Гехи, Кефашен и др.) и кварц-золоторудная формация руд. В среднем структурном этаже наряду с Cu—Mo формацией (Дастакерт, Чичагли, Мегрилы) развиты полиметаллическая и мышьяковая формации (Сальварты, Дали-чай, Мазмазак, Аравус). К третьему структурному этажу приурочена киноварь-метациннабаритовая формация.

На месте пересечения Вардан-Гехинской рудоносной зоны с Аравус-Сваранцской образуется рудный узел, к которому приурочено Дастакертское месторождение и ряд рудопроявлений Cu—Mo руд (Чичаглы, Ял-юрт, Мегрилы). К востоку расположены Мичиматское проявление и Лернашенская группа рудопроявлений.

Аравус-Сваранцская рудоносная зона соответствует системе тектонических нарушений, устанавливаемых на основании геологических и геофизических исследований. На своем продолжении эта зона пересекается с Вардан-Гехинской и продолжением Хуступ-Гиратахской структурами северо-западного простирания. К этой зоне приурочено большинство известных здесь месторождений и рудопроявлений: Сальвартинское проявление As , Аравусское месторождение As -полиметаллических руд с Mo , Дастакертское месторождение и ряд рудопроявлений Cu—Mo руд, скарновое Cu—Mo (Мичимат), железорудное (Лернашен), а также полиметаллические проявления, титаномагнетитовое (гистеромагматическое) месторождение, Арамаздское проявление гидротермальных Fe (гематитовых) руд и Хартидзорское проявление рутил-андалузитовых руд. На месте пересечения Аравус-Сваранцской рудоносной зоны с продолжением Хуступ-Гиратахского разлома образуется рудный узел, который соответствует Сваранцскому рудному полю, объединяющему одноименное железорудное месторождение, рудопроявления халькопирита, гематита, рутил-андалузита (Арамазд, Харти-дзор) и др.

В пределах южной части Зангезура—Мегринский рудный район (крайняя юго-восточная часть зоны)—сосредоточены наиболее крупные Cu—Mo месторождения Малого Кавказа: Каджаран, Агарак, Джиндара и др., а также интересные концентрации Au -полиметаллических руд (Тей, Личкваз), перспективные рудопроявления железа (Ti -железорудная формация), ряд небольших скарновых и пегматитовых Cu—Mo , редкометальных проявлений, а также месторождение Al -редкометальной формации. Преобладающее большинство этих месторождений и рудопро-

явлений приурочено к зоне Дебаклинского разлома близмеридионального простираия.

Дебаклинская (или Каджаран-Агарацкая) рудоносная зона является основной рудоконтролирующей структурой Мегринского рудного района, к ней приурочено большинство известных здесь месторождений и многочисленные рудопроявления Cu—Mo и Au -полиметаллической формаций. Особенно интересными являются участки пересечения зоны Дебаклинского разлома с зонами нарушений близширотного, северо-западного и отчасти северо-восточного простираий. Так, Каджаранское рудное поле (или рудный узел) расположено на месте пересечения меридионального, северо-западного, широтного и северо-восточного нарушений; Джиндаринское рудное поле—двух почти параллельных близмеридиональных нарушений с широтным нарушением, наконец, Айгедзорское рудное поле охватывает узловую зону пересечения этих же близмеридиональных зон нарушений с северо-западными. Порядок этих пересекающихся нарушений разный, близмеридиональные более высокого порядка, чем широтные и северо-восточные. Многие из этих разломов в большинстве случаев являются долгоживущими, они играли существенную роль в образовании крупного Мегринского плутона и связанного с ним оруденения.

2. Основные черты размещения эндогенных рудных формаций на продолжении Памбак-Зангезурской зоны в пределах Центрального Средиземноморья

За пределами территории Советского Союза рассматриваемая зона, согласно Г. А. Твалчрелидзе (1977), протягивается до Болгарского Среднегорья и Суббалканской зоны Югославии (Динариды), а к востоку—через Иранский Курдистан до Пакистана. Общая протяженность этого вулканоплутонического пояса превышает 3 тыс. км. В пределах пояса на консолидированном байкальском, отчасти герцинском основании в ранней юре и позднем мелу в результате регенерации эвгеосинклинального режима образовались шовные эвгеосинклинальные зоны, принадлежащие офиолитовому и вулканогенно-осадочным породам раннегеосинклинальной стадии ($J_1—J_2$ и $\text{Cr}_2—\text{Pg}$) имеют андезит-дацит-липаритовый состав, их интрузивные кемагматы относятся к габброплагиогранитовой формации и характеризуются преимущественно натриевым составом.

Между шовными эвгеосинклинальными зонами, в остаточных геоантиклиналях, сложенных древними породами, развиты интрузивные массивы и другие магматические породы преимущественно калиевого состава.

Орогенная стадия киммерийского цикла в пределах пояса проявлена слабо или редуцирована, в результате позднегеосинклинальная стадия этого цикла почти повсеместно непосредственно сменяется раннегеосинклинальной стадией альпийского цикла, создавая таким образом спаренный киммерийско-альпийский цикл, с весьма однообразными взаимоотношениями магматических пород (Твалчрелидзе, 1977). Эти серии магматических пород, определяющие металлогенический облик пояса, играли существенную роль в образовании и размещении эндогенных рудных месторождений Динарской, Понтийско-Малокавказской, Загрос-Мекранской, Эльбурс-Биналудской металлогенических провинций.

Размещение месторождений главнейших рудных формаций в пределах Динарской металлогенической провинции

Динарская металлогеническая провинция включает крайний северо-западный сегмент Динарско-Малокавказско-Ирано-Пакистанского пояса. Западная периферия ее имеет близмеридиональное северо-западное направление. Здесь, среди древних метаморфических пород, по Ж. Обуэну (1965), прослеживается геосинклинальный трог (Сг), который к северу выклинивается, а к юго-востоку продолжается в Болгарское Среднегорье. Кроме собственных Динарид и Среднегорья Г. А. Твалчрелидзе (1972) к этой провинции относит также Эллиниды, Родопский и Македонский массивы, зону Решицы Румынии (рис. 143). Образование эндогенных рудных формаций провинции, согласно А. Циссарцу, С. Янковичу, Д. Димитрову, Й. Йовчеву, В. Е. Петрашкеу, С. Рэдулеску, Н. Онческу и др., имело место в течение герцинской и альпийской металлогенических эпох. Первая из них ознаменовалась образованием месторождений Сг (Над, Горная Радушка, Орашье и др.), Fe (Лоповац), Си-колчеданной (Богданци), Ni—Со (Петкович, Ораковац) (собственно-геосинклинальная стадия), пегматитовой W—Мо с U (Бабуна, Цер), скарновой Fe (Рудная Глава), Си—Bi (Црнаика) формаций; плутоногенно-гидротермальных: Au (Боковичи), Sb (Чемерница, Машкара, Мрачай), Fe (Руде, Грауна, Приедор, Оюбня-Яворник, Любня Южная) (раннеорогенная стадия), вулканогенных U (Жиовски-Врх), Hg (Идрия, Горски-Котар) и других рудных формаций (позднеорогенная стадия). В альпийскую металлогеническую эпоху образо-

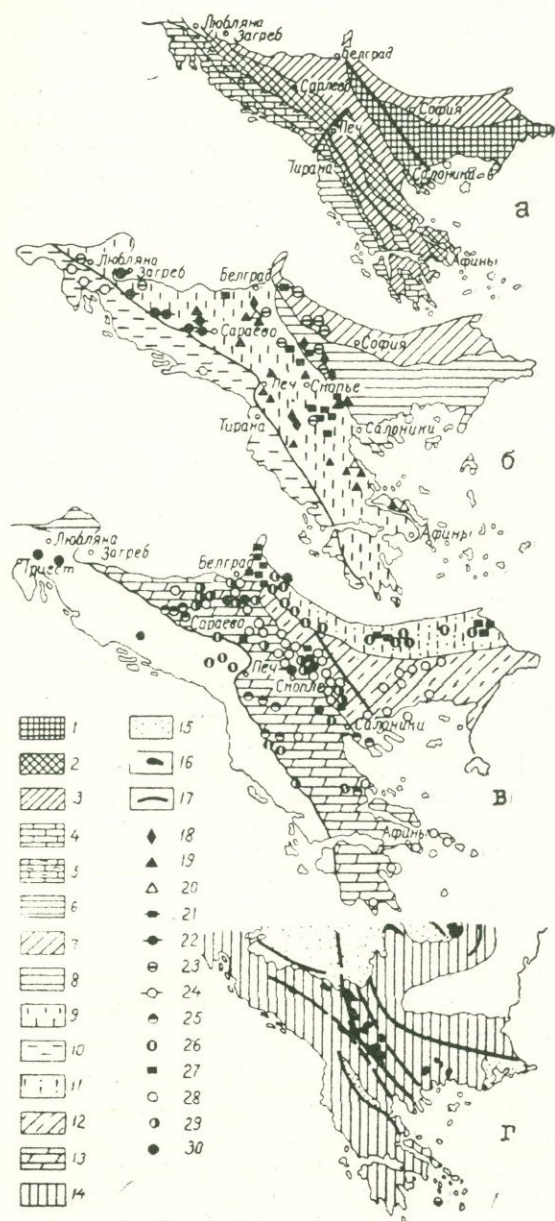


Рис. 143. Схема тектонического строения (а), металлогении (герцинской—б, альпийской—в) и размещения третичных вулканитов (г) Динарской металлогенической провинции (по Ж. Обуэну и др., Г. А. Твалчредидзе с некоторыми изменениями и дополнениями): 1—срединные массивы; 2—древние ядра геосинклиналей; 3—офиолитовые геосинклинальные прогибы; 4—геосинклиналь Внешних Динарид; 5—Высокий Карст; 6—многогеосинклиналь. Металлогенические зоны; 7 и 11—Среднегорская; 8 и 12—Родопско-Македонская; 9, 13—Внутренних Динарид; 10—Внешних Динарид; 14—альпийские складчатые структуры; 15—наложенные впадины; 16—олигоцен-плиоценовые вулканиты; 17—главные разломы. Месторождения рудных формаций; 18—метаморфогенной Fe; 19—Cr; 20—Fe-Ni; 21—скарновой Fe; 22—редких, цветных, черных металлов; 23—U; 24—Hg; 25—Fe-Mn; 26—колчеданных; 27—скарновой Fe-Cu-Mo-W; 28—Pb-Zn; 29—Sb-Hg; 30—Hg

вались месторождения вулканогенной Fe—Mn (Вареш, Бросково и др.), Mn (Пожарево, Мечка), колчеданно-полиметаллической (Боровица, Шута и др.), Pb—Zn (Конюх, Боан и др.), Сиколчеданной (Бор, Майданпек и др.) (собственно-геосинклинальная стадия); скарновых: Fe (Догначка, Васка и др.), Cu (Оравица, Сасца и др.); плутоногенно-гидротермальных: Cu (Медет, Россен), Fe (Суво Руда и др.), Mo (Мачкатица) (раннеорогенная стадия); вулканогенных: Pb—Zn иногда с Ag (Трепча, Сребреница и др.), Au-полиметаллической (Яново), Sb—Hg (Зайча, Лиса и др.), As—Sb (Майдан), Hg (Шупля Стена, Баре), U формаций (позднеорогенная стадия).

Кроме перечисленных месторождений в пределах докембрийских хлоритовых сланцев и амфиболитов развиты месторождения магнетит-графитовых (Загреб, Власина и др.) и титано-магнетитовых руд (Чар—Садлер—Десивайци), которые, учитывая согласное залегание рудных тел с вмещающими породами, могут быть отнесены к метаморфогенным рудным формациям Байкальской металлогенической эпохи. Таким образом, в пределах Динарской провинции проявлены руды трех металлогенических эпох: байкальской, герцинской, альпийской.

Преобладающая часть месторождений хромитовой, колчеданной и других формаций раннегеосинклинальной стадии развита в пределах внутренних Динарид и Болгарского Среднегорья, которые, согласно Ж. Обуэну и др., представляют собой офиолитовый геосинклинальный прогиб. Месторождения скарновой Fe, плутоногенно-гидротермальных полиметаллической и Cu—Mo формаций развиты главным образом в пределах Родопско-Македонского срединного массива и в древних ядрах геоантиклиналей. Месторождения позднеорогенных стадий, представленные главным образом вулканогенными рудными формациями U, Hg, Pb, Zn, Sb, Mn, развиты главным образом в пределах приграничных зон отмеченных структур, нередко охватывая площади обоих типов структур (рис. 143).

*Размещение месторождений главнейших рудных формаций
в пределах Понтийско-Малокавказской металлогенической
провинции*

Согласно исследованиям А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, П. Д. Гамкрелидзе, И. Г. Магакьяна, Е. Е. Милановского, Г. А. Твалчрелидзе, В. Е. Хаина, М. В. Муратова, А. А. Белова, И. Кетина, К. Эрентоза и др., в пределах Понтийско-Малокавказской провинции выделяется ряд крупных тектонических зон, некоторые из которых протягиваются вдоль всей территории провинции

и за ее пределами. Это прежде всего Сомхето-Карабахская эвгеосинклинальная зона, которая на западе представлена поясом так называемых Понтийских складок, следующим вдоль всего южного побережья Черного моря (рис. 144). К югу, вдоль зоны глубинного разлома он соприкасается с Центрально-Анатолийской зоной срединных массивов, к западу за пределом Мраморного моря сливается со структурами Болгарского Среднегорья. Не менее протяженным является Севано-Акеринская офиолитовая зона, представляющая собой северное ответвление офиолитового пояса Северной Анатолии. Сравнительно меньшей протяженностью характеризуется Памбак-Зангезурская зона, которая к юго-востоку, за пределами территории СССР, протягивается до Иранского Карадага, к западу, в пределах Восточного Понта, она почти полностью перекрыта осадками неогена и молодыми лавами.

Эндогенное оруденение Понтийско-Малокавказской провинции является результатом трех металлогенических эпох: байкальской, киммерийской и альпийской. Первая из них представлена месторождениями и рудопроявлениями метаморфогенных рудных формаций: Fe (Агверан, Бжни и др.), Ti (Арзакан, Чкнах), кварц-золоторудной (Зар, Ванки-дзор и др.). Киммерийская эпоха ознаменовалась образованием Si-колчеданной (Алаверди, Шамлуг, Кафан), колчеданно-полиметаллической (иногда с баритом) (Ахтала, Битти-Булаг и др.), серно-колчеданной (Чирагидзор) (собственно-геосинклинальная стадия), скарновой Fe (Дашкесан, Кульп), Cu—Mo (Техут, Шикахох), Au-кварцевой, полиметаллической (Дамблуд, Мехмана и др.) (раннеорогенная стадия) формаций. Альпийская металлогеническая эпоха представлена месторождениями хромитовой (Тахат, Шоржа, Гейдара), серноколчеданной (Тандзут), скарновой Fe (Дзам, Кыркалеры и др.) (ранняя стадия), полиметаллической (Оболоканлыккая, Вараза, Нагеби, Газма, Гюмушлуг), Cu—Mo (Каджаран, Агарак, Далидаг), Au-полиметаллической (Тей, Личкваз, Амзачиман), Au—Sb-полиметаллической (Азатек), Au—Te-полиметаллической (Зод, Меградзор), фтор-редкоземельной (Тежагет, Лагерный), Cu (Востан, Арамазд) (раннеорогенная стадия), Re—Mo (Варденис), Re—Cu—Mo (Элпин), Hg (Советашен, Вардан и др.), апатит-магнетитовой (Абовян), Sb (Турхала, Амасия), As (Дарры-даг, Дастаир, Сиах-Руд и др.) формаций (позднеорогенная стадия).

Размещение месторождений Байкальской эпохи контролируется выходами древних метаморфических пород, рудные формации киммерийской эпохи приурочены главным образом к Понтийско-Сомхето-Карабахско-Кафанской вулканической зоне и

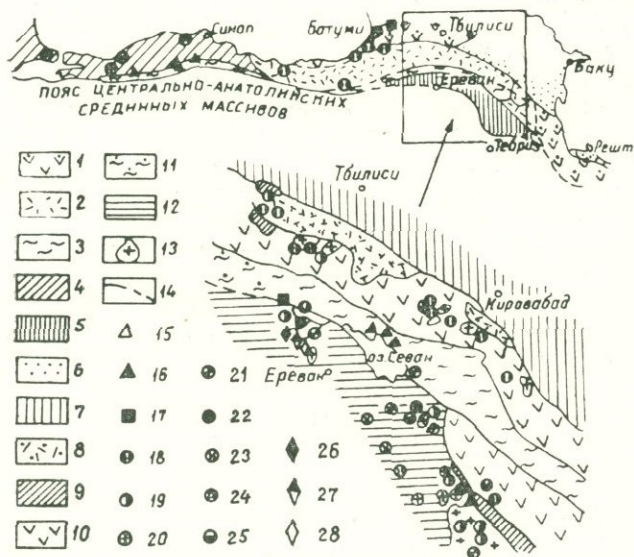


Рис. 144. Схема структурных зон и размещения крупнейших рудных формаций в пределах Понтийско-Малокавказской металлогенической провинции: 1—эвгеосинклинальные зоны; 2—эвгеоантиклинальные зоны; 3—4—офиолитовые зоны и области распространения преимущественно осадочных пород разного возраста; 5—геоантиклинали; 6—межгорные краевые прогибы; 7—закавказская межгорная депрессия; 8—верхнемеловые вулканиты; 9—породы докембрия и палеозоя; 10—Сомхето-Карабахская и Кафанская зоны; 11—Севано-Акеринский офиолитовый пояс; 12—Мисхано-Зангезурская зона; 13—гранитоиды юрского и олигоцен-миоценового возраста; 14—Главные глубинные разломы. Рудные формации: 15—хромитовая; 16—титан-железорудная; 17—скарновая железорудная; 18—колчеданные; 19—медно-молибденовая; 20—полиметаллическая; 21—золото-полиметаллическая и золото-теллур-полиметаллическая; 22—фосфор-железорудная; 23—ртутная; 24—марганцевая; 25—золото-сурьмяно-полиметаллическая; 26—метаморфическая железорудная; 27—метаморфическая титановая; 28—ультраметаморфическая кварц-золоторудная

лишь частично переходят в соседнюю Памбак-Зангезур-Карадагскую зону. Причем, если в пределах первой зоны развиты главным образом колчеданные рудные формации при подчиненной роли скарновой Fe, Cu—Mo, Mn формаций, то во второй зоне проявлены сравнительно небольшие месторождения скарновой Fe и плутоногенно-гидротермальной Au-кварцевой формаций. В начале альпийского цикла эндогенное рудообразование вместе с вулканизмом смещается еще южнее, образовав Понтийско-Севано-Курдистанский магматогенный (или офиолитовый) пояс с месторождениями Cr, колчеданных, титаномагнетитовой и других рудных формаций. В дальнейшем рудообразовательные процессы раннеорогенной стадии альпийского цикла перемещаются еще южнее, охватывая Памбак-Зангезур-Карадагскую зону. К западу отголоски этой стадии отчетливо проявляются в пределах Центрально-Анатолийских срединных массивов, Таврской металлогенической провинции (результат отраженной тектоно-магматической активизации?). В позднеорогенную стадию рудообразовательные процессы «нарушают» границы металлогенических зон, проявляясь в пределах как эвгеосинклинальных, так и миогеосинклинальных зон вдоль конформных и трансформных разломов, которые, перекрывая только что завершенную складчатость, проникают за ее пределы в краевую часть эпигерцинских платформ, проявляясь там в качестве процессов тектоно-магматической и металлогенической активизации.

Таким образом, в пределах Понтийско-Малокавказской провинции проявлено упорядоченное размещение месторождений эндогенных рудных формаций, которое по В. И. Смирнову можно объяснить закономерным возникновением, миграцией с севера на юг и отмиранием поясов базальтоидных вулканических, менее плутонических пород (зон Бенъофа) и ассоциированных с ними рудных месторождений (рис. 145).

*Размещение месторождений главнейших рудных формаций
в пределах Загрос-Мекранской и Эльбурс-Биналудской
металлогенических провинций*

В пределах провинции, согласно Г. А. Твалчрелидзе (1972), (Berberian, 1976), отчетливо выделяются четыре зоны, существенно отличающиеся друг от друга своим геологическим строением, магматизмом, рудоносностью. Первая из них сложена вулканогенными и вулканоплутоническими образованиями верхнего мела-палеогена и протягивается от границ Турции и Ирана с СССР до района Чаган в Пакистане, охватывая значительную часть территории Северо-Западного и Центрального Ирана. Эта зона

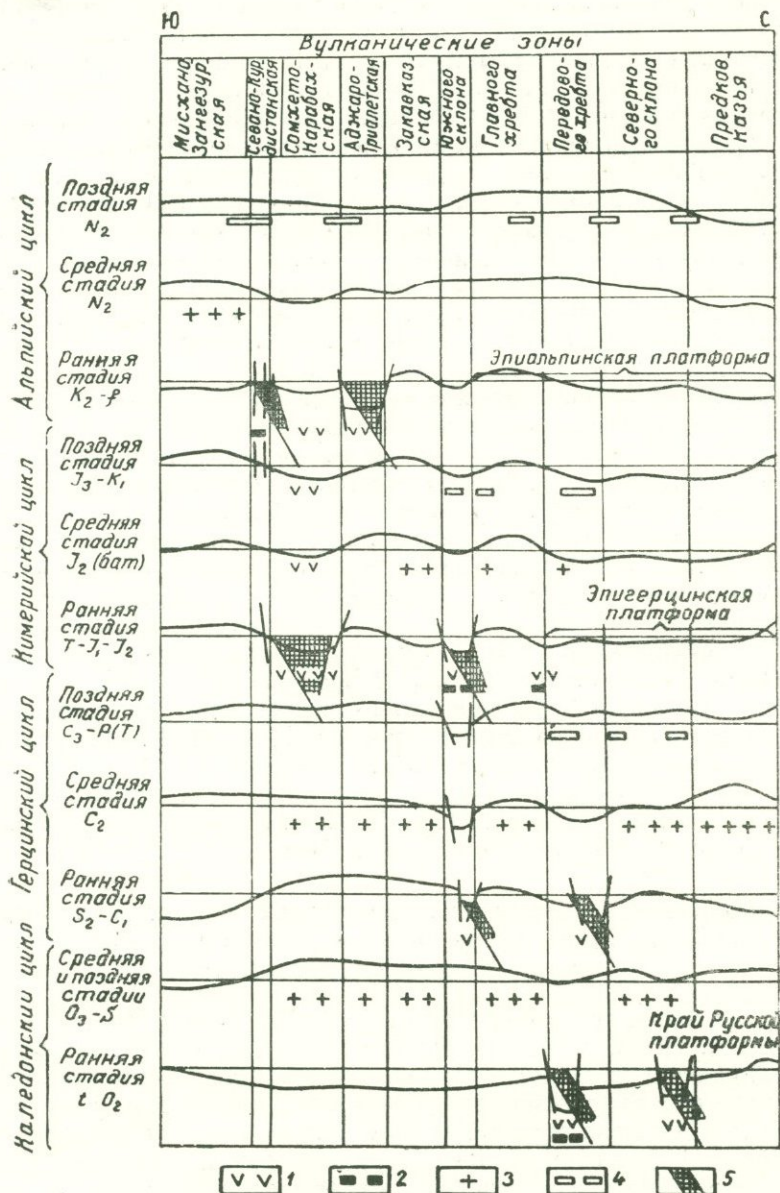


Рис. 145

представляет собой крайний юго-восточный сегмент Динарско-Среднегорско-Понтийско-Малокавказско-Ирано-Пакистанского вулcano-плутонического пояса. Северная ветвь этой зоны проходит по центральной части Эльбурс-Биналудской провинции близ-параллельно южному побережью Каспийского моря. К юго-западу параллельно Урмия-Дохтурской зоне протягивается зона главного надвига Загроса, сложенная рифтогенными известняками Бизитуни верхнеюрского возраста, офиолитами и радиоляритами верхнемелового-палеогенового возраста. Между этими двумя зонами и к юго-западу от второй расположены зоны со сравнительно меньшей ролью магматических пород (рис. 146), сложенные соответственно докембрий-мезозойскими и кайнозойскими образованиями.

Загрос-Мекранская металлогеническая провинция, согласно литературным данным (Berberian, 1976; Hansjust, 1960; Barian and Issakhanian, Sadrzadch, 1965; Щеглова, 1969; Твалчрелидзе, 1972, 1977; Перфильева, Борцова, Велелова и др.; Геология и рудные..., 1973), богата месторождениями различных эндогенных рудных формаций, которые являются результатом главным образом альпийской металлогенической эпохи. Кроме того, здесь могут быть выделены месторождения и рудопроявления байкальской и позднегерцинской эпох. К числу первых, по-видимому, относятся сравнительно небольшие рудопроявления метаморфогенных руд, развитых среди метаморфических сланцев западнее г. Зенджан и южнее г. Керман. К герцинской эпохе относятся (Hansjust, 1960) месторождения Fe, W, Cu и других металлов, развитых в рудных районах Анарек, Бафк в Центральном Иране и вблизи г. Йозд.

К альпийской эпохе относятся месторождения хромитовой (Минабская группа, Кхаш и др.), Mn (Работкерим, Шах-Рок и др.), Si-колчеданной (Байче-Бах, Месхани и др.) (ранняя стадия), редкометалльно-полиметаллической (Баюч-Баг), Cu—W (Хасана-бад, Кхут), скарновой Cu (Шарифабад, Сюнгин), As

Рис. 145. Схема смещения рудоносных вулканогенных поясов Кавказа от каледонского до альпийского цикла по модели Беньофа (по В. И. Смирнову): 1—зоны накопления спилито-кератофировых и диабазовых пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений. Зоны внедрения перидотитов и габброидов ранней стадии и формирования связанных с ними магматических месторождений; 2—хромитов и титано-железородных формаций; 3—гранитондов средних стадий и формирования связанных с ними постмагматических месторождений; 4—малых интрузий поздних стадий и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений; 5—зоны Беньофа

(Кух-е-Зар), Аи (Митех), Мо (Гулан, Керман, Сар-Чешме и др.), Pb—Zn (Ангуран, Аи-Куел-Си и др.) (раннеорогенная стадия), Sb (Ака-Дарек, Бахар-Лу), As (Зарешхуран) (позднеорогенная стадия) формаций.

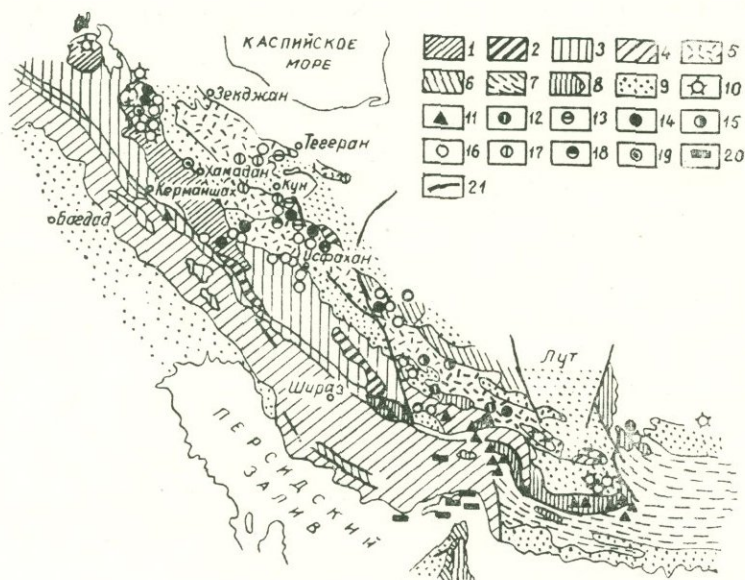


Рис. 146. Схема тектоники и размещения рудных месторождений в пределах Загрос-Мекранской провинции (по Р. А. Твалчрелидзе): 1—допалеозойское основание Загроса; 2—палеозойские породы Загроса; 3—мезозойские отложения Загроса; 4—кайнозойские отложения Загроса; 5—вулканогенные образования верхнего мела-палеогена Кухрудской зоны; 6—кайнозойские осадочные породы Кухрудской зоны; 7—кайнозойский флиш Мекрана; 8—меланж; 9—краевые прогибы и межгорные впадины (молассы неоген-четвертичного возраста); 10—неогеновые и четвертичные вулканы. Месторождения рудных формаций: 11—хромитовой; 12—медноколчеданной; 13—марганцевой; 14—редкометалльной; 15—медно-молибденовой; 16—свинцово-цинковой; 17—баритовой; 18—золоторудной; 19—сурьмяно-ртутной; 20—гематитовой; 21—главные разломы

В размещении оруденения различных стадий наблюдается некоторая пространственная разобщенность. Наиболее ранние образования собственно-геосинклинальной стадии (хромитовая формация) приурочены к зоне главного надвига Загроса, тогда как более поздние образования этой и других стадий (Си-колче-

данная, Мп и другие формации) развиты главным образом в пределах Урмия-Дохтурского отрезка, отмеченного выше вулканоплутонического пояса. Здесь же, в своей основной массе, сконцентрировано оруденение раннеорогенной стадии, представленное главным образом плутонногенно-гидротермальными рудными формациями. Рудообразовательные процессы позднеорогенной стадии проявлены сравнительно слабо вдоль крупных дизъюнктивных нарушений, пересекающих структурно-формационные зоны провинции.

Таким образом, эндогенные рудные формации в пределах внутренних зон Центрального Средиземноморья представляют собой продукты байкальской, герцинской, киммерийской и альпийской металлогенических эпох. Наиболее широко, интенсивно и разнообразно проявлено оруденение альпийской металлогенической эпохи, охватывающей почти всю эту территорию и в особенности его восточную часть. В противоположном конце и во внешних зонах Центрального Средиземноморья значительное развитие имеют рудные формации герцинской эпохи. В центральной части рудные формации альпийской эпохи нередко ассоциируют с таковыми киммерийской и байкальской эпох. С востока на запад моноциклическое оруденение (Загрос-Мекранская, Эльбурс-Биналудская провинции) сменяется полициклическим (Понтийско-Малокавказская провинция), а затем бициклическим оруденением. С севера на юг и с запада на восток происходит омоложение оруденения: так, если во внешних зонах и на западе с значительной интенсивностью проявлены рудные формации герцинской эпохи, то во внутренних зонах и на востоке проявлены рудные формации преимущественно альпийской эпохи, рудные формации других эпох проявлены очень слабо.

Для рудных провинций с полициклическим оруденением от ранних к поздним эпохам интенсивность оруденения возрастает, при этом увеличивается относительная роль орогенных стадий. Значительно меняется относительная интенсивность проявления вулканогенных и плутоногенных рудных формаций. От ранних к поздним металлогеническим эпохам роль вулканогенных рудных формаций в связи с собственно-геосинклинальными стадиями уменьшается, возрастает относительная интенсивность развития вулканогенных рудных формаций в связи с раннеорогенными стадиями. Для позднеорогенных стадий, наоборот, от ранних к поздним металлогеническим эпохам возрастает роль вулканогенных рудных формаций в связи с базальтоидным финальным вулканизмом.

Среди эндогенных рудных формаций различных металлогенических эпох и стадий их развития выделяются типоморфные

и конвергентные. Первые из них представлены хромитовой, Силколеданной, колчеданно-полиметаллической, серноколчеданной, плутоногенно-гидротермальной Cu—Mo , Cu—W , а также Hg , As , As—Sb—Hg , U -полиметаллической формациями, связанными соответственно с ранней, средней и поздней стадиями геосинклинального развития пояса. К числу конвергентных рудных формаций относятся скарновая Fe , Mn , Au -полиметаллическая, Au—Te -полиметаллическая и другие рудные формации, связанные соответственно с ранней и средней, средней и поздней стадиями геосинклинального развития.

3. Основные факторы, определяющие закономерности размещения месторождений главнейших рудных формаций в пределах внутренних зон Центрального Средиземноморья

Анализ и обобщение приведенного в предыдущих главах фактического материала позволяют среди многочисленных факторов, влияющих на размещение эндогенного оруденения, наиболее важными считать структурный, затем магматический, литолого-стратиграфический, относительное расположение фундамента и эрозионный срез.

Роль структурного фактора в размещении оруденения

Среди важнейших факторов, влияющих на размещение оруденения, главным является структурный. К числу наиболее крупных структурных элементов относятся эвгеосинклинальные зоны ранних, миеосинклинальные зоны средних и сети конформных и трансформных разломов поздних стадий, последовательно возникающих в ходе преобразования мобильных геосинклиналей в относительно стабильные складчатые области. Определяя упорядоченное размещение магматогенных рудных месторождений, эти зоны обуславливают рассмотренные выше элементы региональной металлогенической зональности. В участках с бициклическим или полициклическим геосинклинальным развитием в результате смещения во фронтальную часть первоначальных эвгеосинклинальных зон происходит повторное проявление аналогичных зон на новой основе, обуславливая чередование зон со сходным набором слагающих рудных формаций. Эта картина существенно осложняется в результате частичного наложения зон более поздних металлогенических эпох на предыдущие и, в особенности, по рудоконтролирующим разломам поздних стадий, перекрывающие зоны данного и предшествующих циклов. Среди этих и более

ранних дизъюнктивных нарушений в Центральном Средиземноморье важную роль играют конформные разломы северо-западного и близкие к трансформным субмеридионального, в меньшей мере субширотного и северо-восточного простираний. Данные геофизических и геологических исследований юго-западной части Малого Кавказа позволяют выделить ряд нарушений северо-западного простирания, которые, пересекая территорию Малого Кавказа, протягиваются далеко за его пределами. Общая протяженность, ширина, время заложения и активизации этих разломов разные. Трансформные субмеридиональные нарушения играют значительную роль в пространственном размещении магматических и рудообразовательных процессов региона. Происходят они параллельно Транскавказскому поднятию, которое, по Е. Е. Милановскому (1973), является северным продолжением Африкано-Аравийского рифто-магматического пояса. К западу от него протягиваются еще три менее выдержанные и сравнительно слабо проявленные разрывные нарушения. К узлам пересечения нарушений этих двух направлений приурочены вулканические массивы, центры излияния, экструзивные, субвулканические и интрузивные тела со связанными с ними рудопроявлениями. К месту пересечения Арзакан-Сисианского разлома с Зод-Ордубадским приурочено Гюмушханское рудное поле. К западу, на участке пересечения Арзакан-Сисианского разлома с близмеридиональной структурой (устанавливаемой аэромагнитной съемкой) расположены Джермукское и Капутсарское проявления. К западу, на разрывных нарушениях близмеридионального простирания (также устанавливаемых аэромагнитной съемкой), расположен ряд месторождений и рудопроявлений (Варденис, Гедыкванк, Кармашен, Азатек, Мартирос и др.), а также ряд вулканических конусов, в том числе вулкан Вайоцсар. Газминское месторождение, рудопроявления Енгиджа, Прошибердская группа приурочены к разрывным нарушениям северо-западного простирания. Чрезвычайно интересной и сложной является структура Элпинского рудного поля. Оно приурочено к узловой зоне пересечения разломов северо-западного, близмеридионального и северо-восточного направлений. В пределах Азатекского рудного поля пересекаются зоны разломов близмеридионального и близширотного направлений с системой северо-западных и северо-восточных нарушений более низких порядков.

В целом размещение оруденения в пределах Малого Кавказа и прилегающих частей Центрального Средиземноморья носит линейно-узловой характер. На фоне северо-западных рудоносных зон, сопровождаемых конформными разломами, выделяются узлы сопряжений конформных и трансформных нарушений

с более интенсивным оруденением. При этом интенсивность оруденения во многом зависит от порядка тектонических нарушений. Разломы более высоких порядков в большинстве случаев обуславливают более интенсивное проявление магматических и рудообразовательных процессов.

Структура во многом обуславливает интенсивность оруденения и разнообразие вещественного состава руд: одновременность заложения структур, с одной стороны, активизация ранее заложённых разломов—с другой, способствуют многократному проявлению магматизма и связанного с ним рудообразования. К. А. Карамян (1974) особое значение придает изгибам крупных разрывных нарушений и оперяющим главные разрывные нарушения структурам. К первому типу он относит Каджаранское, ко второму—Айгедзорское рудное поле.

Обобщение приведенных в настоящей работе данных показывает, что сравнительно крупные скопления эндогенных руд контролируются системами перманентно развивающихся региональных разломов сравнительно высоких порядков (например, наиболее крупные месторождения зоны приурочены к системе Дебаклинского разлома, который составляет юго-восточное продолжение Мисхано-Зангезурского разлома), тогда как локальные нарушения низких порядков контролируют сравнительно мелкие рудопроявления. При этом необходимо отметить, что высокий порядок нарушений является необходимым, но недостаточным условием для образования крупных месторождений. В соответствии с этим, рассматривая вопрос структурного контроля оруденения в свете современных представлений о глобальных закономерностях размещения крупных рудных месторождений, можно считать вполне приемлемой для месторождений Центрального Средиземноморья точку зрения о том, что условия формирования крупных и уникальных по размерам рудных узлов и месторождений существенно отличаются от условий образования мелких и средних по масштабам объектов. Положение Каджарана и других крупных рудных месторождений мира в узлах пересечений ортогональных систем близмеридиональных и близширотных сквозных так называемых рудоконцентрирующих дислокаций, многоэтапность формирования и многие другие особенности «...позволяют предполагать наличие связи крупных скоплений полезных ископаемых эндогенного происхождения с глубинными источниками вещества и энергии», т. е. «...мантийных эндогенных процессов» (М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др., 1974).

Главнейшие структуры Центрального Средиземноморья несут определенные сообщества рудных формаций—серии рудных

формаций. Интересны и близкородственны серии рудных формаций, связанные с эвгеосинклинальными зонами или зонами ранних стадий. Представлены они формациями колчеданных (Cu, Zn, Pb, FeS₂), хромитовой (с Os, Ir), титаномагнетитовой (с Pt, Pd), скарновыми (Fe, Cu), а также Au-Te-полиметаллической, Mn (иногда с Fe), Hg сериями. Сложны и разнообразны серии рудных формаций миеосинклинальных зон или зон средних стадий геосинклинального развития, сложенные формациями собственно-магматической нефелино-сиенитовой, пегматитовых, скарновых, плутоногенно-гидротермальных Cu—Mo, Cu—W, полиметаллической, F—TR и др. руд. Наибольшим разнообразием состава характеризуются серии рудных формаций, связанных со структурами поздних (позднеорогенных) стадий. Сложены они формациями вулканогенно-гидротермальных, в меньшей мере плутоногенно-гидротермальных, вулканических месторождений Fe, P, Cu, Mo, Re, U, Pb, Zn, Au, Ag, As, Sb, Hg и других элементов.

Отдельные ряды этих серий проявлены в пределах Тандзут-Дилижанской, Мармарикской, Хосров-Советашенской, Татев-Шишкертской, Серс-Аравусской, Дебаклинской и других зон конформных разломов. Связанные с ними рудные формации в большинстве случаев относятся к одной и той же генетической группе (плутоногенно-гидротермальной, метаморфогенной или вулканогенной). Нередко в составе этих рядов участвуют формации двух генетических групп (скарновая и плутоногенно-гидротермальная или собственно-магматическая и плутоногенно-гидротермальная, или собственно-магматическая и пегматитовая). Наконец, имеются ряды, сложенные формациями трех и даже четырех генетических групп (собственно-магматическая, пегматитовая и плутоногенно-гидротермальная или собственно-магматическая, пегматитовая, скарновая и плутоногенно-гидротермальная).

Отмеченные ряды отличаются не только числом и набором генетических групп слагающих формаций, но составом и степенью его разнообразия. Для долгоживущих, перманентно развивающихся структурных зон характерны рудные серии, состоящие из существенно отличающихся друг от друга по составу руд формаций (например, серия рудных формаций Мармарикской зоны разломов), тогда как для сравнительно молодых структур (например, Хосров-Советашен-Серс-Вардан-Аравусская зона) характерны ряды, состоящие из сходных по составу рудных формаций.

Устанавливается унаследованность состава руд слагающих

серий рудных формаций, заключающаяся в проявлении многих элементов ранних образований в составе поздних в виде самостоятельных парагенетических ассоциаций минералов либо самостоятельных месторождений.

Роль магматического фактора в размещении оруденения

Для рассматриваемых выше собственно-магматических, пегматитовых, скарновых, большинства плутогенно-гидротермальных, вулканогенных и метаморфогенно-гидротермальных рудных формаций характерна тесная пространственная связь с выходами гипабиссальных интрузий, субвулканических и экструзивных тел, вулканическими конусами и толщами вулканогенно-осадочных образований (андезиты, туффиты и др.).

Для различных рудных формаций роль магматического фактора существенно разная, она особенно важна для собственно-магматических, пегматитовых, скарновых, а также вулканических рудных формаций. Для рудных формаций других генетических групп магматический фактор является важным, но недостаточным условием для эндогенного рудообразования. Это в особенности касается значительных по размерам плутогенно-гидротермальных и вулканогенно-гидротермальных месторождений, для образования которых необходимо сочетание магматического фактора со структурным. Как нетрудно заметить из рис. 147, преобладающее большинство месторождений гидротермальных руд приурочено к зоне Дебаклинского разлома и, в особенности, к тем его участкам, где пересекаются дизъюнктивные нарушения различных направлений и порядков. Преобладающее большинство небольших рудопроявлений развито в пределах интрузивных массивов вне какой-либо зависимости от значительных по масштабам дизъюнктивных нарушений, что дает основание рассматривать их в качестве продуктов гидротермальной деятельности глубоких горизонтов самих интрузивных тел.

В пределах Центрального Средиземноморья имеется много участков, где, несмотря на сочетание структурного и интрузивно-магматического факторов, оруденение отсутствует либо проявлено очень слабо. Кроме того, в пределах различных частей одних и тех же структурных зон (например, Раздан-Анкаванской) одни и те же комплексы интрузивных пород характеризуются существенно различной по составу и интенсивности рудоносностью. Например, в Меградзорском рудном поле с породами монцонит-граносиенитового ряда связано оруденение Au—Te-полиметаллической, в Ахавнадзорском—Мо-полиметаллы-редкометалльной формаций. Или же в пределах Такярлинского рудного поля с

Р. Н. Таяна, Р. Т. Джрбашяна и др.)

мости не только от состава интрузивных пород, но и тектонических условий, которые, обуславливая относительное время и место образования рудоподводящих структур, определяют состав циркулирующих по ним растворов. Разные части магматических камер (фланги, апикальная часть, глубокие горизонты) в разные стадии своей деятельности могут отщеплять значительно отличающиеся по составу рудоносные растворы. Различия состава руд разновозрастных месторождений, развитых в различных частях единых магматических комплексов, по-видимому, обусловлены процессами кристаллизационной и эманационной дифференциации, протекавшими внутри самой магмы. Различия состава руд совместно проявленных, но разновозрастных месторождений могут быть обусловлены, с одной стороны, различиями способа образования магм (палингенез, дифференциация глубинной магмы, ультраметаморфизм и гранитизация), с другой—различиями состава пород субстрата, в которых зарождается и функционирует магматический очаг (Таусон, 1977). Такое предположение находится в полном согласии с данными геофизических исследований, на основании которых считается (Овчинников, 1968), что в земной коре интрузии имеют многоярусное расположение и во многих случаях, если не всегда, каждому тектоническому этапу отвечает свой магматический очаг.

Роль литолого-стратиграфического фактора в размещении оруденения

Среди месторождений рассматриваемых выше рудных формаций наиболее чувствительны к литолого-стратиграфическому влиянию месторождения вулканогенных и метаморфогенных рудных формаций. Месторождения эксгальационно-осадочных Мп и Fe—Мп формаций строго приурочиваются к вулканогенно-осадочным породам ранних стадий геосинклинального развития, руды вулканической формации самородной серы развиты в породах жерловой фации, метаморфические вкрапленные железные руды—в вулканитах докембрий-нижнепалеозойского возраста, подвергнутых региональному метаморфизму в фации зеленых сланцев. Для этих рудных формаций литолого-стратиграфический фактор выступает в роли определяющего размещения месторождений и рудных полей. Для других рудных формаций литолого-стратиграфический фактор влияет на размещение оруденения различной интенсивности в пределах месторождений и рудных полей. Так, для скарновых рудных формаций значение литологического фактора заключается в тяготении сравнительно богатых руд к породам карбонатного состава, которые будучи порис-

тыми и хрупкими образованиями, так же как и кислые эффузивы и кварциты, концентрируют в себе оруденение значительно больше, чем плотные породы. Под воздействием стресса они легко растрескиваются с образованием многочисленных трещин, которые служат путями для движения рудоносных растворов и полостями для отложения руд. Как было отмечено выше, в пределах Азатекского и других рудных полей при переходе от интрузивных пород к вулканогенно-осадочным увеличивается мощность рудных тел, жилы сопровождаются интенсивной прожилково-вкрапленной минерализацией.

Литологические особенности рудовмещающих толщ контролируют морфологический тип месторождений и интенсивность минерализации (Магакьян, 1977). В гранитоидных массивах медно-молибденовое оруденение представлено прожилково-вкрапленным и частично жильным типами, а в дробленных порфиритах экзоконтакта — брекчиевидными медно-молибденовыми рудами. В пределах рудного поля Джиндаринского месторождения (участки Алагюней, Джуркап) оруденение развито главным образом в гранодиорит-порфирах в виде вкрапленности, вытянутых полос и, как правило, отсутствует в монцонитах и кварцевых диоритах.

Влияние эрозионного среза и относительного расположения метаморфического фундамента на характер размещения оруденения

Обобщение приведенных выше данных по характеру оруденения в различной степени эродированных частях зоны дает основание сделать заключение о наличии определенной зависимости между ними, «различия ...связаны с различным уровнем эрозии» (Магакьян, 1959). Наши исследования позволяют считать, что эрозионный срез прежде всего определяет экспозицию месторождений различных генетических и возрастных групп. В зависимости от глубины эрозии могут совместно проявляться руды существенно различных возрастов, состава и условий образования. Так, для участков с небольшим эрозионным срезом характерны вулканогенные рудные формации (вулканические, вулканогенно-осадочные и вулканогенно-гидротермальные руды), тогда как участки с значительно большим (умеренным) эрозионным срезом характеризуются интраинтрузивными (плутоногенно-гидротермальными, пегматитовыми и скарновыми) рудами. Для глубокоэродированных, приподнятых частей зоны характерны метаморфические и метаморфогенно-гидротермальные (ультраметаморфические) руды.

Все это обусловлено различной глубиной формирования месторождений различных формационных групп. Образование плутогенных месторождений, как уже было отмечено выше, происходит от нескольких сот метров до 4—4,5 км. Глубина образования вулканогенных месторождений обычно не превышает 1,0—1,5 км. Несравненно сложным является вопрос глубины образования метаморфогенных руд, учитывая их приуроченность к метаморфическим сланцам, мигматитам и теневым гранитам, можно предположить значительно большую глубину их образования по сравнению с плутогенными гидротермальными образованиями.

Рассматривая вопрос глубины формирования руд Памбака, Б. М. Меликсетян (1969) отмечает, что скарново-железорудные месторождения формировались на глубинах 2,0—2,5 км, медно-молибденовые—1—1,5 км, редкометально-полиметаллические—до 1 км. При этом глубина эрозионного среза, по данным отмеченного исследователя, в Ахавнадзорском блоке составляет 1—1,5 км, Цахкашенском—1,5—2 км, Анкаванском—1—1,5 км. Таким образом, согласно приведенным данным, между глубинами образования развитых в пределах Ахавнадзорского рудного поля скарновых железных и редкометально-полиметаллических руд существует разница порядка 1—1,5 км. По этим же данным разница между Cu—Mo и скарновыми Fe рудами Анкаванского рудного поля составляет 500 м и т. д., что невозможно объяснить иначе, как разновозрастностью их образования. Действительно, как было показано выше, местами в зависимости от конкретных условий геологического развития проявлены руды нескольких этапов интрузивного магматизма. Так, например, в пределах Анкаванского и Меградзорского рудных полей проявлены продукты трех этапов, в пределах Каджаранского, Ахавнадзорского, Советашенского и других рудных полей—двух этапов рудообразования. Различная глубина образования и значительный эрозионный срез являются основными условиями, определяющими совместное проявление или экспозицию на современном эрозионном срезе различных по составу и возрасту руд. Этот факт имеет исключительно важное значение для прогнозирования оруденения на глубине, в особенности тех территорий (Гегамское нагорье, Вайк, отчасти Баргушатский рудный район), где эрозионный срез достиг сравнительно небольшой глубины. Полицикличность развития эндогенного оруденения в пределах зоны привела к экспозиции на близкоодинаковых уровнях продуктов различных генетических групп: скарновых и плутогенно-гидротермальных, вулканогенных и плутогенно-гидротермальных, собственно-магматических и вулканогенных, собственно-магматиче-

ских и плутонногенно-гидротермальных, метаморфогенных и вулканогенно-гидротермальных и т. д.

Сопоставление схем пространственного размещения оруденелых площадей различных стадий и эпох металлогенического развития со схемой блокового строения и современного положения кристаллического фундамента (рис. 5) позволяет сделать заключение об отчетливо проявленной зависимости размещения оруденения от глубинного строения земной коры. По Б. М. Меликсетяну, Б. К. Архипову и др. (1975, 1976), здесь выделяются три блока первого порядка с существенно отличающейся историей развития, типами и масштабами осадочных и магматических формаций и металлогенией. Для вытянутого в субмеридиональном направлении Зангезур-Далидагского блока характерны месторождения Cu—Mo , Au -полиметаллической, Au—Te -полиметаллической, титаномагнетитовой, алюминиевой формаций. Определенное сходство с ними имеет Памбак-Вединский блок. Здесь также развиты промышленные месторождения Cu—Mo , Au -полиметаллической, Au—Te -полиметаллической, алюминиевой, железорудной формаций. Кроме того, определенный интерес представляют метаморфогенные титановые руды. Между этими блоками расположен Вайк-Нахичеванский блок с плутонногенно-гидротермальными месторождениями Pb , Zn , Cu , Au , Sb , вулканогенно-гидротермальными месторождениями Hg , As , Mn , Mo , Re , Cu и других металлов.

Преобладающее большинство месторождений приурочено к границам (швам) блоков, которые на поверхности выражены в виде зон разломов различной мощности и протяженности (рис. 148). При этом наиболее интересны такие участки этих зон, которые проходят по границам блоков с существенно различными тенденциями перемещения—стабильного поднятия и воздымания, стабильного поднятия и погружения, воздымания и погружения. В зависимости от характера контактового шва блоков и направления их движений образуется в различной степени благоприятное для рудообразования относительное расположение блоков (рис. 149). Месторождения главнейших для зоны плутонногенно-гидротермальных Cu—Mo , Au -полиметаллической, Au—Te -полиметаллической формаций приурочены главным образом к горстovým и стабильным блокам, примыкающим к шовным зонам блоков стабильного поднятия и воздымания (рис. 149, 2, 5, 7). В пределах рудоносных блоков выступают породы метаморфического субстрата и интрузивные породы монцонитового ряда, «...возникающие в блоках с близкорасположенным фундаментом» (Меликсетян и др., 1976). Максимальное количество месторождений Cu—Mo формации сконцентрировано на контакте блоков с максимальной ($-3\div 5$ и более км) и минимальной ($+1\div 2,5$

км) глубиной залегания эопалеозойского фундамента. Для золоторудных формаций благоприятны границы блоков с минимальной ($+1 \div 2,5$ км) и умеренной ($+0,5 \div 1$ км) глубиной залегания фундамента. Месторождения полиметаллической, Au-Sb-полиметаллической, киноварь-метациннабаритовой, реальгар-аурипигментовой формаций характерны для блоков с мощным терригенным и карбонатным осадочным комплексом в разрезе над



Рис. 149. Случаи возможного расположения слагающих Памбак-Зангезурскую зону блоков. Выделяются очень благоприятные (двойные кружки), весьма благоприятные (сочетание сплошных и пунктирных кружков), благоприятные (сплошные кружки) и неблагоприятные (остальные) для внедрения магмы и рудообразующих растворов. Двумя стрелками, направленными вверх, показаны блоки стабильного поднятия; одной стрелкой, направленной вверх—блоки с тенденций воздымания; двумя стрелками вниз—блоки стабильного опускания; одной стрелкой—блоки с тенденцией опускания

глубоко погруженным байкальским фундаментом. Здесь в пределах сравнительно приподнятых блоков и, в особенности, в створах блоков с разнонаправленными движениями (рис. 149, варианты: 11, 13, 14, 18, 21, 23) развиты вулкано-тектонические постройки депрессионного и купольного типов с вулканогенно-гидротермальным оруденением. Плутоногенно-гидротермальные месторождения полиметаллической, Au-Sb-полиметаллической формаций развиты в пределах блоков с тенденцией погружения, но отличающихся сравнительно неглубоким залеганием ($+1 \div 1,5$ км) кристаллического фундамента. Для ртутного и мышьякового оруденения характерны шовные зоны блоков с противоположными тенденциями перемещения (стабильного поднятия и погружения) (рис. 149, варианты: 4, 7, 8, 9, 11, 12, 36, 39, 40) с умеренным близкоодинаковым расположением кристаллического фундамента ($+1 \div 1,5$ до $+0,5 \div 1$ км и $-1 \div 1,5$ км). Для собственно-магматической титаномагнетитовой формации характерна тесная приуроченность к сквозь-блочным глубинным разломам со значительными вертикальными перемещениями блоков.

VIII. Прогнозная оценка территории Памбак-Зангезурской зоны в отношении рудноносности и рекомендации по направлению дальнейших поисковых и геологоразведочных работ

Формационный анализ эндогенных руд, будучи основанным на данных онтогенеза и филогенеза месторождений, содержит в себе главные составляющие металлогенического анализа, являющегося необходимой основой для ретроспективного вывода относительно условий образования месторождений и рудопроявлений различных генетических групп, масштабов и формаций.

Значение формационного анализа руд для прогноза оруденения на глубине и перспективной оценки определенных территорий в отношении рудоносности прежде всего заключается в том, что определение формационной принадлежности месторождений и рудопроявлений, в частности их типов, по существу означает определение масштабов и перспектив оруденения. Особенно важное значение имеет тот факт, что формационный анализ руд представляет собой синтез большого аналитического материала с относительной оценкой каждого из способствующих рудообразованию факторов. Так, например, для эпигенетических рудных формаций (как плутоногенных, так и вулканогенных и метаморфогенных гидротермальных) наиболее важным является структурный фактор, тогда как для образования руд собственно-

магматических и пегматитовых формаций решающим является магматический фактор. Для метаморфических рудных формаций определяющим является, с одной стороны, состав метаморфизируемой породы, с другой—фация регионального метаморфизма. Для скарновых рудных формаций почти в одинаковой степени важны как магматический, так и структурный и литологический факторы. Кроме того, определение формационной группы месторождений указывает на особенности рудоконтролирующих факторов. Так, например, для промышленных эпигенетических рудных формаций характерны рудоконтролирующие структуры более высоких порядков, формирование же второстепенных рудных формаций обуславливают структуры более низких порядков. Соответствующим образом могут быть оценены также магматический, метаморфический и другие факторы. Среди последних особая роль принадлежит эрозионному срезу. Для более или менее значительных скоплений пегматитовых, гистеромагматических и метаморфических руд перспективными являются сравнительно глубоко эродированные части земной коры, тогда как для вулканических рудных формаций миоплиоценового возраста, наоборот, перспективны такие участки, где эрозия достигла сравнительно небольших размеров.

Наконец, формационный анализ руд с выделением надформационных ассоциаций определяет характер сочетания рудоконтролирующих факторов. Для промышленных рудных формаций и разнообразных по составу и условиям образования серий рудных формаций характерно благоприятное сочетание различных рудоконтролирующих факторов, тогда как для второстепенных рудных формаций и простых по составу и сходных по условиям образования серий рудных формаций характерны либо неблагоприятное сочетание рудоконтролирующих факторов, либо небольшая интенсивность и порядок их проявления.

Научную основу прогнозной оценки слагающих рассматриваемую зону частей составляют нижеследующие положения, вытекающие из анализа всего изложенного в предыдущих главах настоящей работы фактического материала.

Памбак-Зангезурская металлогеническая зона принадлежит к медно-молибденово-золото-полиметаллическому типу. Основанием для такого заключения служат выявленные здесь за последние 15—20 лет новые золоторудные месторождения, определенные формационные типы которых вместе с месторождениями медно-молибденовой формации слагают единый рудный комплекс. Кроме того, слагающие этот рудный комплекс месторождения медно-молибденовой формации, а также ряд других формаций зоны характеризуются повышенными содержаниями золота и поэтому они относятся к золотоносным рудным формациям.

Для руд многих эндогенных месторождений зоны характерна повышенная теллуриноность, которая, будучи одной из важнейших геохимических особенностей эндогенного рудообразования зоны, обусловила широкое развитие здесь теллуридов золота, серебра, висмута, свинца, ртути в составе слагающих рудные формации почти всех типов (устойчивых, изменчивых, переходных и чуждых) парагенетических ассоциаций минералов.

Металлогенический облик Памбак-Зангезурской зоны определяют главным образом рудообразовательные процессы орогенных стадий альпийской эпохи, в период которой (в особенности в позднеорогенную стадию) развитие зоны местами протекало в режиме геосинклинального развития, местами—тектоно-магматической активизации.

В пределах зоны кроме альпийской проявлены также продукты байкальской и киммерийской эпох. Оруденение зоны, взятое в целом, связано не только с интрузивным магматизмом, но и с интрузивно-эффузивным, эффузивным магматизмом, региональным метаморфизмом. От ранних к поздним эпохам интенсивность магматогенного оруденения возрастает, уменьшается роль метаморфогенного оруденения, увеличивается относительная роль плутоногенно-гидротермальных месторождений.

Для рудообразовательных процессов собственно-геосинклинальной и раннеорогенной стадий характерна автономность и разобщенность развития, наблюдается разобщенность зон с оруденением соответствующих стадий. Первые из них развиты в пределах офиолитовых и вулканоплутонических зон с формациями спилито-кератофировых и порфиритовых пород андезитовой магмы.

На основании сравнения со сходными зонами соседних территорий Центрального Средиземноморья устанавливается структурное сочленение основных структурных зон Малого Кавказа, Понта, Тавра, Ирана, Эльбурса.

Оруденение собственно-геосинклинальных стадий развито в пределах Северо-Анатолийско-Севано-Акеринской, Таврическо-Вединско-Бафт-Нанской офиолитовых, Понтийско-Сомхето-Алавердско-Карабахской, Кафан-Урмия-Дохтурской вулканоплутонических зон.

Устанавливается приуроченность руд раннеорогенных стадий преимущественно к внутренним поднятиям геосинклинальных прогибов и их жестким обрамлениям. В отношении раннеорогенной стадии оруденения особый интерес представляет Памбак-Зангезурская зона, которая на территории Иранского Курдистана сочленяется с Карадагской зоной. Здесь в тесной связи с грачитоидными интрузиями развиты месторождения медно-молибде-

новой, полиметаллической, золото-полиметаллической формаций, кроме того здесь значительное развитие имеют месторождения собственно-магматической, пегматитовой и скарновой генетических групп железа, алюминия, меди, молибдена, редких земель, фтора и других элементов.

От ранних к поздним эпохам роль оруденения раннеорогенных стадий возрастает. Металлогенический облик внутренних зон Центрального Средиземноморья во многом определяется рудными формациями раннеорогенной стадии альпийской эпохи, которая на разных участках наступает разновременно—от рубежа позднего эоцена до рубежа олигоцена-миоцена.

Позднеорогенной стадией альпийской эпохи завершается металлогеническое развитие Центрального Средиземноморья. Вдоль конформных и поперечных разломов, секущих ранее сформированные структурные зоны в связи с малыми интрузиями, экстрезивными и субвулканическими телами, образуются золото-теллур-полиметаллическая, молибден-полиметаллы-редкометалльная, вулканогенно-гидротермальная фосфор-железородная, рений-медно-молибденовая, рений-молибденовая, ртутная, мышьяковая, сурьмяная и другие формации, широко развитые в пределах Малого Кавказа, внутренних Динарид, Эллинид, в Северной Анатолии, Центральном Иране, Армянском нагорье.

В пределах отдельных месторождений произошло наложение продуктов позднеорогенной стадии на раннеорогенную или собственно-геосинклинальную, которое обуславливает образование полиасцедентных, полиэтапно-полиформационных месторождений.

Отчетливо проявлена унаследованность, преемственность и определенная направленность в развитии рудных формаций. Независимо от длительности перерыва в рудообразовании выдерживается единая тенденция эволюции состава сменяющих друг друга парagenезисов.

Устанавливается сложный и разнообразный характер связи оруденения с магматическими породами: прямая генетическая (собственно-магматические, пегматитовые, отчасти скарновые и гидротермальные рудные формации); парагенетическая с очагом (большинство плутогенно- и вулканогенно-гидротермальных рудных формаций); косвенная с процессами ультраметаморфизма и гранитизации (метаморфогенно-гидротермальные рудные формации).

Для различных групп рудных формаций устанавливаются индивидуальные особенности пространственного размещения. Последнее для плутогенно-гидротермальных рудных формаций носит главным образом линейно-узловой характер. Преобладающее

большинство месторождений приурочено к границам (швам) блоков, которые на поверхности выражены в виде зон разломов. При этом наиболее интересны такие участки этих зон, которые проходят по границам блоков с различными тенденциями перемещения—стабильного поднятия и воздымания, стабильного поднятия и погружения, воздымания и погружения.

Размещение крупных месторождений отличается от таковых небольших месторождений и рудопроявлений. Первые из них, как правило, приурочены к узлам сопряжений конформных и поперечных, долгоживущих, перманентно развивающихся разломов, тогда как рудопроявления контролируются структурами более низких порядков.

Главнейшие структурно-формационные зоны Малого Кавказа сопровождаются определенными сообществами руд—сериями рудных формаций. Наиболее характерные серии состоят из рудных формаций двух-трех генетических групп, менее характерные серии сложены из рудных формаций, относящихся к одной и более трех генетическим группам.

С интрузивными, интрузивно-эффузивными, эффузивными комплексами связаны сообщества рудных образований—рудные комплексы, для которых характерна отчетливо проявленная унаследованность состава. Для рудных комплексов, сложенных из рудных формаций одной и той же генетической группы, наряду с некоторыми сходствами характерны существенные различия состава, что объясняется эволюцией магматического очага или отщеплением рудоносных растворов из различных частей интрузивных массивов или магматических очагов в разные стадии их становления.

В пределах Понтийско-Малокавказского сектора рудные формации альпийской эпохи ассоциируют с таковыми киммерийской и байкальской эпох. С востока на запад моноцикличное орудование сменяется полицикличным, а затем бицикличным. С севера на юг, с востока на запад происходит омоложение орудования. Для рудных провинций с полицикличным орудованием от ранних к поздним эпохам значительно меняется относительная интенсивность проявления вулканогенных и плутогенных рудных формаций: уменьшается роль вулканогенных рудных формаций с подкоровым рудным веществом в связи с собственно-геосинклинальными стадиями, возрастает относительная интенсивность проявления вулканогенных рудных формаций с коровым и смешанным (мантийно-коровым) рудным веществом. Для позднеоруденных стадий, наоборот, от ранних к поздним металлогеническим эпохам возрастает роль вулканогенных рудных формаций, в особенности с коровым рудным веществом, в связи с базальтоидным финальным вулканизмом.

На основании всего изложенного представляется возможным подойти к прогнозной оценке «закрытой» территории Гегамского нагорья. Последняя отличается сравнительно небольшим числом выявленных месторождений и рудопроявлений, хотя по интенсивности проявленных здесь двух важнейших контролирующих оруденение факторов (структурный и магматический) может относиться к числу наиболее перспективных в отношении рудоносности территорий Малого Кавказа. Согласно данным геофизических исследований и глубокого бурения (Арутюнян, 1976; Назаретян, Казарян, 1976; Меликсетян и др., 1975, 1976; Бадалян, 1977 и др.) территорию Гегамского нагорья слагают более десяти блоков первого и множество более низких порядков. Здесь пересекаются около десяти дизъюнктивных нарушений первого и второго порядков северо-западного, близмеридионального и северо-восточного направлений, ряд менее протяженных нарушений всевозможных направлений (рис. 148, 150), среди которых выделяются три перспективные в отношении рудоносности структурные зоны. Простираение их северо-западное—общекавказское, являются они юго-восточными продолжениями соответственно Анкаван-Разданского, Агверан-Бжнинского разломов и фрагментом Арагац-Ордубадского разлома. Из этих трех структурных зон в настоящее время только вдоль Капутан-Хосровской зоны установлены месторождения и рудопроявления. Результаты аэромагнитной съемки и геолого-структурных исследований показывают, что Абовянский месторождение апатит-магнетитовых руд и ряд рудопроявлений Cu (Востан), Hg (Хосров), выявленных в бассейне верхнего течения р. Веди, приурочены к местам ответвления этого разлома, который, по Б. М. Меликсетяну и др. (1975), был заложен в мелу и активизировался в среднем-верхнем эоцене и миоплиоцене.

Для прогноза оруденения исключительно важное значение имеют данные о подлазовых структурах и в особенности те, которые касаются пород альпийской эпохи. Согласно М. С. Бадалян (1977) здесь наблюдается региональное совпадение новейших и донеогеновых тектонических элементов. Отмеченные выше субпараллельные северо-западные нарушения представляют собой глубинные магмопроводящие разломы, контролирующие местоположение магматических процессов весьма длительное время—начиная от раннеорогенной стадии альпийской эпохи. Они соответствуют приосевой части крупного сводово-глыбового поднятия и выполняли роль каналов, по которым происходила подача магмы до вторичных магматических очагов. С этими очагами, находящимися на глубине 2—5 км, связаны апофизные ответвления (субвулканические тела), которые в свою очередь связаны

с вулканами, питающимися узкими каналами, и находятся на глубине от нескольких сот метров до 1,5 км. Вместе с этим установлены аналогичные тела без какой-либо связи с вулканами. Все это дает основание отмеченные выше структуры считать перспективными в отношении вулканогенно-гидротермального оруденения, аналогично Абовянскому (Капутанскому) месторождению (вулканогенная апатит-магнетитовая формация). Здесь особый интерес в отношении рудоносности представляют узловые зоны пересечения северо-западных, близмеридиональных и других нарушений.

Значительные перспективы имеет продолжение Капутан-Хосровской зоны, т. е. Хосров-Советашенский фрагмент, протяженностью 20—25 км. Вдоль зоны, в местах ответвления слагающих ее дизъюнктивных нарушений или пересечения с другими нарушениями, нередко благоприятно сочетаются магматический и структурный факторы. В отношении плутогенного оруденения перспективными являются северо-западный и юго-восточный фланги Востанского проявления меди, в отношении вулканогенно-гидротермального оруденения—северо-западный фланг Советашенского проявления. Здесь в подлаговых структурах можно ожидать ртутное и сравнительно более многокомпонентное Au—Ag—Sb(As)—Hg оруденение.

Таким образом, верхний структурный этаж «закрытой» территории Гегамского нагорья перспективен в отношении вулканогенного оруденения Fe, P, Hg, Cu, Mo, Re. Наибольший интерес представляют узловые зоны пересечения разломов различных порядков, контролировавших местоположение процессов вулканизма и оруденения. Вдоль этих разломов необходимо провести крупномасштабные геофизические и геологические исследования с целью выявления вулкано-тектонических структур и магнитных аномалий.

Переходя к оценке перспектив других частей территории изученной зоны в отношении рудоносности, необходимо отметить наличие достаточных оснований для предположений о наличии здесь новых месторождений Hg, Fe, Au, полиметаллов, Cu—Mo, редкометалльных, марганцевых и других формаций различных генетических типов, групп и возрастов. Учитывая наличие многочисленных участков с благоприятно сочетающимися важнейшими рудоконтролирующими факторами и тот факт, что в пределах зоны пока еще не выявлены месторождения, не имеющие выхода на дневную поверхность, необходимо в дальнейшем особое внимание уделить проблеме выявления слепых рудных месторождений. Поисковые и поисково-разведочные работы целесообразно концентрировать в пределах нижеследующих рудных полей и

ПРОГНОЗНАЯ

КАРТА

ОРУДЕНЕНИЯ ПАМБАК - ЗАНГЕЗУР-
СКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
МАЛОГО Кавказа



месторождений, учитывая, что эффективность проводимых работ во многом зависит от правильного выбора не только участков работ, но и их методов и методик.

Перспективы *Амзачиманского рудного поля* связаны с его юго-восточным флангом, где можно ожидать наличие крутопадающих зон и жил золото-сульфидного состава. К северо-востоку и юго-западу перспективными являются вулканогенные формации руд.

Для зоны *Дилижан-Головинского разлома* перспективными являются вулканогенные формации руд, связанные с экструзивными и субвулканическими образованиями. В связи с этим необходимо провести детальные геофизические исследования для выявления субвулканических интрузий сравнительно крупных размеров. Аналогичные исследования необходимо провести во флангах *Тандзутского месторождения*, где можно предположить наличие перспективных зон и участков Au -сульфидного и колчеданного оруденения.

В пределах *Анкаванского рудного поля* наибольший интерес представляют западный и северо-западный фланги (верховья р. Намазелян, водораздельная часть рек Мармарик и Касах), где Мармарикский разлом пересекается близмеридиональной зоной разломов, благоприятно сочетаются структурный, магматический и литолого-структурный факторы, которые наряду с Au-Bi-Te минерализацией дают основание здесь, на глубине, ожидать оруденение золота предположительно Au-Te -полиметаллической формации. Горные выработки здесь необходимо проектировать так, чтобы обнажающиеся рудные зоны были подсечены на сравнительно больших глубинах, где можно ожидать наличие неокисленных руд.

Перспективными в отношении Au-Bi-Te оруденения являются глубокие горизонты западного фланга *Сарнахпурского проявления*.

Меградзорское рудное поле. Перспективы золото-теллур-полиметаллических руд прежде всего связаны с глубокими горизонтами северо-восточного, восточного и западного флангов *Шакарсарского участка*, где интенсивно и разнообразно проявленный интрузивный магматизм в сочетании с перманентно развивающимся структурным фактором дает основание предполагать наличие на глубине пока еще невыявленных рудных тел с Au-Te -полиметаллической минерализацией. Дальнейшие работы необходимо проводить на более нижних горизонтах.

В пределах правобережной части рудного поля геологоразведочные работы необходимо направить на оценку глубоких горизонтов юго-восточного фланга *Арчасарского участка*.

Разданское рудное поле. Перспективны восточный и северный фланги, где выявлены значительные по размерам, весьма интенсивные магнитные аномалии. В связи с установлением здесь золоторудной минерализации возникла необходимость проведения опробовательских работ для оценки руд в отношении золотоносности. Можно ожидать золоторудное оруденение в пределах юго-западного конца зоны (Разданское рудное поле). Весьма перспективными являются также фланги Ахавнадзорского рудного поля и участок пересечения Мармарикского разлома с Ульяшикским и Алавар-Сарыкаинским разломами.

Цахкуняцкий рудный район представляет большой интерес в отношении метаморфогенного оруденения. Особенно интересны интенсивные магнитные аномалии в отношении железа и поля обильного развития жил альпийского типа в отношении золотоносности.

Вайкский рудный район. Значительные перспективы имеют как плутогенные, так и вулканогенные рудные формации. В пределах Азатекского рудного поля перспективы Au-Sb-полиметаллических руд связаны с глубокими горизонтами жильной зоны 7-7а и, в особенности, с ее юго-западной частью.

Перспективными в отношении золоторудной минерализации являются близмеридиональные структуры участков Ехегнут, Водосборный-Моз, Ариндж, в особенности глубокие горизонты, для изучения которых необходима проходка горных выработок тяжелого типа.

В *Газминском рудном поле* дальнейшие геологоразведочные работы должны быть направлены на изучение глубоких горизонтов северо-западного фланга Корекидзорского и Арчидзорского участков. Важным является окончательное решение истинной картины золотоносности развитых здесь различных типов руд, и, в особенности, мощных окварцованных зон с убогосульфидной минерализацией.

Гюмушханское рудное поле по своему геолого-структурному положению, интенсивности и масштабам проявления гидротермальных изменений, широте развития оруденения относится к числу весьма перспективных территорий рудного Вайка.

Анализ всего фактического материала дает основание глубокие горизонты центральной части рудного поля рекомендовать для проведения дополнительных геологоразведочных работ. С целью определения наиболее перспективных участков, необходимо проведение комплексных геолого-геофизических, минералого-геохимических исследований с составлением специальных карт разрывной тектоники, гидротермальных изменений и рудной минерализации.

Эльпинское рудное поле относится к числу перспективных в отношении вулканогенного оруденения Hg, Cu, Mo, редких металлов. Это в особенности касается северо-западного фланга Советашенского месторождения, где под лавами андезито-базальтов выявлены сравнительно высокие концентрации Hg. Благоприятное сочетание структурного и магматического факторов дает основание фланги рудного поля считать перспективными в отношении Hg, Cu-Mo-редкометалльного оруденения. Геологоразведочные работы должны осуществляться путем проходки скважин и других горных выработок тяжелого типа.

Перспективными являются и другие участки Советашен-Мартиросской, Караглух-Гюмушханской и Варденис-Джермукской зон, вдоль которых необходимо провести крупномасштабные геофизические, геологические исследования с составлением прогнозных карт.

Баргушатский рудный район имеет значительные перспективы в отношении как вулканогенных (Hg), так и плутогенных (Cu, Mo, Au, Pb, Zn и др.) руд. В отношении Hg определенный интерес представляет *Варданское рудное поле* и, в особенности, глубокие горизонты его северо-западного фланга, представляющего собой узловую зону Вардан-Аравусского разлома с секущими магматическими телами в сопровождении гидротермально измененных пород и вкрапленной минерализации киновари, сульфидов. В этих участках необходимо пробурить ряд поисковых скважин, провести детальную геофизическую съемку. В Баргушатском районе в пределах Вардан-Аравус-Гехи-Шишкертской структурной зоны с северо-запада на юго-восток перспективы вулканогенного оруденения уменьшаются, возрастают перспективы плутогенного оруденения. При этом Вардан-Аравусский отрезок, и в особенности верхний структурный этаж, особенно перспективны в отношении оруденения.

Учитывая благоприятное сочетание структурного и магматического факторов, можно предположить наличие Au—As-полиметаллического оруденения в пределах *Аравусского рудного поля* и, в особенности, в нижних горизонтах его юго-восточного фланга. К юго-востоку возрастают перспективы Cu—Mo, кварц-золоторудной, Au-полиметаллической формаций. Во всех случаях независимо от формационной принадлежности ожидаемого оруденения наиболее перспективные участки соответствуют местам пересечения структурной зоны с близширотными, северо-восточными и близмеридиональными нарушениями. Особенно перспективной представляется центральная часть Гехи-Шишкертского отрезка, а также участок, расположенный к северо-западу от рудопоявления Гехи.

Мегринский рудный район является наиболее перспективным в отношении плутоногенно-гидротермального оруденения. В частности, в отношении Cu—Mo оруденения определенный интерес представляют северный, северо-западный, южный и восточный фланги *Кабжаранского рудного поля*, где вдоль контактовой зоны монцитов с роговиками, в приразломной зоне Дебаклинского разлома, необходимо провести поисково-разведочные работы с бурением скважин. Аналогичного характера работы необходимо провести на продолжении Дебаклинской рудоносной структурной зоны между Каджараном и Личком, где имеется ряд участков с аналогичным сочетанием магматического, структурного и литолого-стратиграфического факторов и поэтому рассматриваемые нами как потенциально рудоносные в отношении Cu—Mo , Au -полиметаллического или редкометального оруденения. В пределах *Агаракского рудного поля* перспективным является северный фланг, где необходимо пробурить скважины вкрест простирания Агаракской разломной зоны. В отношении Au -полиметаллического оруденения перспективными являются северо-восточный, северный и южный фланги Тей-Личквасского участка *Айгедзорского рудного поля*, где целесообразно пробурить скважины и пройти другие горные выработки тяжелого типа для изучения и опробования мощных зон гидротермально измененных оруденелых пород и вторичных кварцитов.

Заключение

На примере месторождений Памбак-Зангезурской зоны Малого Кавказа и прилегающих частей Центрального Средиземноморья, подтверждается плодотворность и прогрессивность метода формационного анализа для выявления закономерностей образования и размещения месторождений, определения критериев отличия рудоносных и безрудных территорий. Сопоставление возрастных и латеральных рядов рудных формаций с глубинным строением земной коры (блочность, глубина расположения фундамента и т. д.) позволяет подойти к объемному прогнозно-металлогеническому анализу, выяснению характера распределения оруденения по вертикали в стратиграфическом разрезе блоков с различными тенденциями перемещения и в соответствии с этим различного расположения метаморфического фундамента. Полученные данные способствуют решению вопросов возможного размещения оруденения по отношению к современной поверхности рельефа и вероятности сохранения возникших в разные геологические эпохи месторождений.

Формационный анализ проливает свет на сложнейшие процессы эволюции эндогенного рудообразования в общей истории геологического развития земной коры. Устанавливается с различной интенсивностью проявленная унаследованность и определенная направленность в развитии рудных формаций. Независимо от длительности пауз в рудообразовании выдерживается единая тенденция эволюции состава сменяющих друг друга парагенезисов. В этом получает свое подтверждение и дальнейшее развитие, выявленный исследованиями последних лет, геогенетический закон сохранения общей тенденции последовательного развития слагающих отдельные месторождения минеральных парагенезисов (онтогенез) и месторождений, входящих в состав рудных комплексов, серий, рядов рудных формаций (филогенез).

Л и т е р а т у р а

- Агамалян В. А. Геология и петрография сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива (Армянская ССР). Автореф. канд. дис., 1970.
- Адамян А. И. Интрузивы палеозоя.—В кн.: Геология СССР, т. XIII, Армянская ССР, М., Недра, 1970.
- Азизбеков Ш. А., Дзоценидзе Г. С., Котляр В. Н., Магакьян И. Г., Лейе Ю. А. Металлогения вулканогенных формаций Малого Кавказа.—В сб.: Вопросы металлогении, Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК, М., Недра, 1965.
- Амирян Ш. О. Характер оруденения золота на одном месторождении. ДАН АрмССР, т. 30, 1960.
- Амирян Ш. О., Акопян А. Г. О золоторудной минерализации на одном сурьмяно-полиметаллическом месторождении Айодздорского рудного района.—Научно-техн. сб.: Геология и горное дело, № 3—4, 1963.
- Амирян Ш. О., Карапетян А. И. Минералого-геохимическая характеристика руд Меградзорского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XVIII, № 2, 1964.
- Амирян Ш. О., Карапетян А. И. Минеральный состав руд Меградзорского золоторудного месторождения.—В кн.: Экспериментально-методические исследования рудных минералов. М., Наука, 1965.
- Амирян Ш. О. К минералогии золоторудной минерализации Гамзачиманского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 3, 1966.
- Амирян Ш. О. Место золоторудного оруденения в ряду рудных формаций Армянской ССР. Записки Арм. отд. ВМО, вып. 6, 1972.
- Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 5—6, 1957.
- Асланян А. Т. О возрасте и генезисе метаморфических сланцев северного склона Миапорского (Мургузского) хребта. Изв. АН АрмССР, № 3, 1947.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Ереван, Айпетрат, 1958.
- Асланян А. Т. Тектоника.—В кн.: Геология СССР, т. XIII, Армянская ССР, 1970.
- Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 30, № 4—5, 1977.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые вопросы связи магматизма и рудной минерализации.—В сб.: Магматизм и рудообразование, М., Наука, 1974.
- Багдасарян Г. П. Щелочные породы центральной части Армянской ССР, Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.

- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Карамян К. А. О возрасте рудных формаций Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1968.
- Бадалян М. С. Исследование верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма Гегам-Сюникской области геофизическими методами. Автореф. канд. дис. Днепрпетровск, 1977.
- Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. Ереван, 1968.
- Баласанян С. И. Интрузивы мезозоя. Раннемеловой интрузивный комплекс. Интрузивы кайнозоя. Особенности развития магматизма.—В кн.: Геология СССР, т. XIII, Армянская ССР, М., Недра, 1970.
- Баситова С. А. К геохимии рения. Автореферат, М., 1966.
- Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование. М., Недра, 1979.
- Белов Н. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных и осадочных комплексов зоны Анкаван-Зангезурского разлома в ЮВ Армении. Бюлл. Моск. общ-ва испыт. природы, отд. геол., т. XIV (1), 1969.
- Бетехтин А. Т. О минераграфии. Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1945.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами.—В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., 1955.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Богданов А. А., Зоненштейн Л. П., Муратов М. В. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. Геотектоника, № 5, 1972.
- Бородаевская М. Б. Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Ю. Урала. М., Недра, 1964 (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов. Проблемы генезиса руд).
- Бородаевская М. Б., Апелцин Ф. Р. Геотектонические типы малых интрузий и их металлогенических формаций и рудоносность, М., Наука, 1969.
- Бородаевский Н. И. Генетические типы гидротермальных золоторудных месторождений СССР.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7, М., 1964.
- Бояджян М. Т. О гранатах Разданского месторождения магнетита. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
- Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР, Ереван, 1965.
- Васильев В. Н. Некоторые понятия формационного анализа.—В сб.: Геологические формации, ВСЕГЕИ, Л., 1968.
- Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях).—В сб.: Осадочные и вулканогенные формации, Л., Недра, 1966.
- Ватанабе Т. Вулканизм и рудообразование.—В кн.: Вулканизм и рудообразование, М., Мир, 1973.
- Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1961.

- Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т. и др. Блоковое строение СЗ Армении и особенности размещения магматизма и рудных проявлений. Сов. геология, № 8, 1971.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Волинский И. С., Логинова Л. А. Сравнительная качественная характеристика оптических постоянных некоторых розовых сульфидов. АН СССР, Тр. ИМГРЭ, М., вып. 6, 1961.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. К построению формальных основ учения о формациях.—В сб.: Геологические формации, ВСЕГЕИ, Л., 1968.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск, Наука, 1972.
- Габриелян А. А. Очерк сейсмоструктоники Кавказа и сопредельных стран. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXX, № 4—5, 1977.
- Геология СССР, т. XVIII, Армянская ССР, М., «Недра», 1970.
- Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. Сб. под ред. М. А. Фаворской и И. Н. Томсона. М., Недра, 1974.
- Голдевский М. Н. Магматические месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., 1968.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Недра, 1965.
- Горохова В. Н. Рений.—В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. I, Геохимия редких элементов, М., Наука, 1964.
- Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы.—В сб.: Большой Алтай, Изд-во АН СССР, Л., 1934.
- Григорян Г. О. Об антагонизме в парагенезисе некоторых сульфидных минералов в рудах Армянской ССР. Геохимия, № 4, 1962.
- Григорян Г. О. Рудоносность экструзивно-эффузивных комплексов Армянской ССР.—В кн.: Закономерности размещения оруденения, т. VII, 1964.
- Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерности формирования сложного Меграинского плутона. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 3—4, 5, 1965.
- Гулян Э. Х., Дадаян Г. А. Железорудные месторождения Армении. Ереван, 1963.
- Джрбашян Р. Т. О связи вулканизма с поперечными поднятиями. ДАН АрмССР, т. 38, № 3, 1964.
- Драгунов В. И. Геологические формации. Л., Недра, 1973.
- Елисева О. П., Джрбашян Р. Т., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Елисева О. П., Фаворская М. А. Палеогеновый вулканизм Айоцдзорского синклиория. Восточный Айоцзор.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. IV, Петрография, вулканические породы, Ереван, 1970.

- Жариков В. А.* Скарновые месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., Недра, 1968.
- Заридзе Г. М.* Эндогенные формации орогенных областей. М., Недра, 1970.
- Зарьян Р. Н.* К минералогии руд Атикского участка Каджаранского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963.
- Захаров Е. Е.* О некоторых вопросах классификации рудных месторождений. Советская геология, № 9, 1965.
- Захаров С. А.* Постгеосинклинальное (тергальное) развитие поднятых поясов. Доклады сов. геологов на XXIV сессии МГК. Тектоника. М., Наука, 1972.
- Звягинцев О. Е.* Геохимия золота. Изд-во АН СССР, 1941.
- Зоненшайн Л. П.* Геосинклинальный процесс и новая глобальная тектоника—Геотектоника, № 6, 1971.
- Иавнов В. В.* Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. М., Недра, 1966.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М.* Геолого-геохимические исследования рудных провинций, М., Недра, 1972.
- Иванов С. Н.* О причинах образования гидротермальных рудных месторождений.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. IX, М., Наука, 1970.
- Иванов С. Н.* Металлогения на новой геотектонической основе.—В сб.: Металлогения и новая глобальная тектоника, ВСЕГЕИ, Л., 1973.
- Карамян К. А.* Германит и реньерит в рудах Дастакертского медно-молибденового месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. I, 1959.
- Карамян К. А., Фарамазян А. С.* Стадии минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР, № 3—4, 1960.
- Карамян К. А.* Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района (Армянская ССР), Ереван, 1978.
- Карамян К. А., Таян Р. Н.* и др. О взаимоотношениях даек и оруденения на Каджаранском месторождении и природа внутриминерализованной дайки. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1976.
- Карапетян А. И., Гольденберг Г. И.* Особенности минерализации Айгедзорского молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 3, 1959.
- Карапетян А. И.* Характер оруденения золота на одном медно-молибденовом месторождении. Изв. АН АрмССР, № 4, 1961.
- Карапетян А. И.* Теллуриды в рудах Анкаванского месторождения. Изв. АН АрмССР, № 6, 1961.
- Карапетян А. И.* Количественная характеристика оптических построений реньерита и германита. ДАН АрмССР, т. 33, № 3, 1961.
- Карапетян А. И.* Штрмейерит в рудах Ахтальского полиметаллического месторождения. ДАН АрмССР, т. 35, № 5, 1961.
- Карапетян А. И.* Некоторые вопросы геохимии германия в эндогенном рудообразовании. Тезисы доклада IV Закавказской конф. молодых научных

- сотрудников АН Грузинской, Азербайджанской и Армянской ССР, Ереван, 1962.
- Карапетян А. И. Сульфовисмутиты меди в рудах Анкаванского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, Ереван, 1963.
- Карапетян А. И. Значение минералого-геохимических исследований для промышленной оценки германия, устанавливаемого в рудах сульфидных месторождений. Тезисы докл. на I Закавказской конференции молодых специалистов науч.-исслед. ин-тов, предприятий горнорудн. промышл. и металлургии. Ереван, 1963.
- Карапетян А. И. К геохимии германия в гранитоидах Анкаванского интрузивного массива. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. 16, № 3, 1963.
- Карапетян А. И. Реньерит и германит в рудах медноколчеданного месторождения. Зап. ВМО, сер. II, ч. 92, 1963.
- Карапетян А. И., Амирян Ш. О. Об обнаружении теллуридов Au, Ag, Bi, Pb в рудах Меградзорского золоторудного месторождения. ДАН АрмССР, т. 38, № 1, 1964.
- Карапетян А. И., Мкртчян Г. С. и др. К вопросу германиености магнетитов различного происхождения. Изв. АН АрмССР, т. 19, № 6, 1966.
- Карапетян А. И., Паланджян С. А. Германий в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 19, № 5, 1966.
- Карапетян А. И. К вопросу об альпийской эндогенной металлогении Памбакского рудного района. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967.
- Карапетян А. И. Типы контактового метаморфизма колчеданных руд вдоль пострудных даек Кафанского месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1967.
- Карапетян А. И. О возрасте и рудоносности Цахкашатского (такярлинского) интрузива Памбакского рудного района Армянской ССР. ДАН АрмССР, т. XI, № 3, 1968.
- Карапетян А. И. Об обнаружении молибденовой минерализации в пределах Кафанского колчеданно-полиметаллического месторождения. ДАН АрмССР, № 4, 1968.
- Карапетян А. И., Атабекян М. К. О возрасте и генетической связи оруденения Меградзорского золоторудного месторождения Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1969.
- Карапетян А. И. К вопросу выделения рудных формаций на примере эндогенных месторождений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1969.
- Карапетян А. И. Об обнаружении Au—Ag—Bi—Te минерализации в пределах Разданского железорудного месторождения Армянской ССР, ДАН АрмССР, т. 49, № 1, 1969.
- Карапетян А. И. О метаморфогенном рудообразовании в Памбакском рудном районе Армянской ССР.—В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования, Киев, 1969, 1972.

- Карапетян А. И.* О полиэтапности минерализации на примере некоторых эндогенных месторождений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1970.
- Карапетян А. И., Бояджян М. Т.* Новые данные о минеральном составе руд Разданского железорудного месторождения АрмССР, Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 4, Ереван, 1970.
- Карапетян А. И.* Редкие и благородные элементы в медно-мышьяковых рудах Армянской ССР, Труды молодых научн. работн. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1971.
- Карапетян А. И.* Благородные и редкие элементы в рудах Раздан-Анкаванской зоны. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1973.
- Карапетян А. И., Амирян Ш. О.* Парагенезисы золота в главнейших эндогенных рудных формациях Армянской ССР. Тезисы докл. симпозиума «Минералогия и геохимия золота», ч. I, Владивосток, 1974.
- Карапетян А. И.* Рудные формации и некоторые вопросы эндогенной металлогении Раздан-Анкаванской зоны. Зап. Арм. отд. ВМО, 1974.
- Карапетян А. И.* Сравнительная характеристика минералого-геохимических особенностей главнейших типов руд Раздан-Анкаванской зоны. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1974.
- Карапетян А. И.* Теллуриды Au, Ag, Bi, Pb, Hg в рудных формациях центральной части складчатой зоны Армении. Тезисы съезда Всесоюзного минералогического общ-ва, Л., 1976.
- Карапетян А. И.* Генетические группы рудных формаций Памбак-Запагезурского пояса. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
- Карапетян А. И., Амирян Ш. О., Мхитарян Р. Т., Мкртчян Г. М.,* Конвергенция и типоморфизм самородного золота из рудных формаций Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1979.
- Карапетян А. И., Амирян Ш. О.*—Парагенезисы золота в месторождениях различных рудных формаций Армянской ССР.—В кн: Минералогия самородных элементов. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1980.
- Карапетян Н. К.* По поводу строения земной коры Малого Кавказа по сейсмическим данным. Ер. гос. русск. пед. ин-т, Уч. зап., т. 5, Изд. АН АрмССР.
- Карапетян С. Г.* Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР, Ереван, 1972.
- Качурин В. Ф., Меликсетян Б. М., Саркисян Г. А., Лисица А. А.* Особенности геологического строения и основные черты рудоносности Зовашен-Варданесской вулканотектонической депрессии (Западный Вайк). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 3—12, 1975.
- Кинг К.* Природа и происхождение мигматитов, Метасоматоз или анатексис.—В кн.: Природа метаморфизма, М., Мир, 1967.
- Ковалев А. А.* Новая глобальная тектоника и металлогения.—В сб.: «Металлогения и новая глобальная тектоника», ВСЕГЕИ, Л., 1973.
- Константинов Р. М.* Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях

- ниях (на примере Восточного Забайкалья).—В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966.
- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973.
- Коптев-Дворников В. С. О геохимическом изучении вулканогенных пород и значении аксессуарных минералов.—В сб.: Вулканогенные породы и методы их изучения, М., Недра, 1967.
- Кормилицын В. С., Строна П. А. Теоретические и практические аспекты двух основных направлений в учении о рудных формациях.—В сб.: Основы научного прогноза месторождений, ВСЕГЕИ, Л., 1971.
- Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958.
- Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., 1968.
- Кочинян Г. Е. Минералогия и геохимия щелочных пород Памбака. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1975.
- Кржежковский А. В. Газминское полиметаллическое месторождение Даралагязского уезда ССР Армении. Тр. ГГРУ; вып. 81, М., 1931.
- Круть И. Г. Иерархия геотектонических систем.—В сб.: Металлогения и новая глобальная тектоника, ВСЕГЕИ, Л., 1973.
- Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа.—В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока, М., Недра, 1966.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Формационный анализ рудных месторождений как основа научного прогнозирования.—В сб.: Основы научного прогноза месторождений, ВСЕГЕИ, Л., 1971.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики.—В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., Наука, 1972.
- Лебедева С. И. Типоморфное значение твердости минералов.—В кн.: Типоморфизм минералов и их практическое значение, М., 1972.
- Логинов В. П., Русинов В. Л., Колесова А. Н., Симбирягина З. П. Контактный метаморфизм вдоль пострудных даек месторождения Левиха Южная.—В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. II, Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Логинов В. П. Метаморфизм колчеданных руд месторождения Левиха (Средний Урал) у контактов с дайкой авгитового порфирита. Геология рудных месторождений, № 3, 1960.
- Магакьян И. Г., Ароян-Иашвили В. Х., Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта. Изв. АН АрмССР, сер. техн. наук, № 10, 1946.
- Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. Рений в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР, ДАН АрмССР, 37, 2, 1963.
- Магакьян И. Г., Амирян Ш. О. Золото.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. VI, 1967.

- Магакьян И. Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII, М., 1967.
- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., Недра, 1969.
- Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С., Амирян Ш. О., Карапетян А. И., Пароникян В. О., Зарьян Р. Н., Меликсетян С. М., Акопян А. Г.—Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР 1972.
- Магакьян И. Г., Карапетян А. И., Пиджян Г. О., Хачатурян Э. А. Рудные формации центрального Среднеземноморья и геологические параллели. Кавказ—Закавказье—Иран—Анатолия—Балканы. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1980.
- Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Амирян Ш. О., Карапетян А. И., Фарамазян А. С. Роль минералого—геохимических исследований в расширении рудной базы Арм. ССР. Краткие тезисы докладов к съезду ВМО, JL, 1976, Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 6, 1977.
- Межлумян Г. Б. Сваранское железорудное месторождение. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1975.
- Меликсетян Б. М. Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса.—В кн.: Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР, Ереван, 1971.
- Меликсетян Б. М., Хуршудян Э. Х., Фарамазян А. С. Теллуrowисмутит и некоторые другие теллуриды из Калерского месторождения молибденита. ДАН АрмССР, т. 30, 4, 1960.
- Меликсетян Б. М., Архипов Б. К., Капралов Г. П., Мещерякова В. Б. Особенности тектономагматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения южной части Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 6, 1976, № 1.
- Мелконян Р. Л. Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района.—В кн.: Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР, Ереван, 1976.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973.
- Мкртчян К. А. Интрузивы бассейна р. Веди.—В кн.: Геология СССР, т. XIII, Армянская ССР, М., Недра, 1970.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР, Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958.
- Мкртчян С. С., Карамян К. А., Аревшатын Т. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван, 1969.
- Мовсисян С. А. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Ереван, Изд-во Арм. ФАН СССР, 1941.
- Мовсисян С. А., Исаenko М. П. Комплексные медно-молибденовые месторождения. М., Недра, 1974.

- Мурадян К. М. Базумский рудный район Армянской ССР (геология и рудоносность), Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1971.
- Муратов М. В. Главнейшие структурные элементы материков. Доклады сов. геологов на XXIV сессии МГК. Тектоника, М., Наука, 1972.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1963 (Тр. Лабор. вулканол., вып. 24).
- Назарян А. Е. Краткий очерк геологии, тектоники и истории тектонического развития Цахкуняцского хребта. Тр. Ереванского гос. ун-та, 1964.
- Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. М., Госгеолиздат, 1933.
- Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., Недра 1968.
- Ноддак И. и В. Геохимия рения.—В сб.: Основные идеи геохимии, вып. II, Л., 1935.
- Магакьян И. Г., Карапетян А. И., Пиджян Г. О., Хачатурян Э. А.—Рудные формации центрального Средиземноморья и геологические параллели: Кавказ—Закавказье—Иран—Анатолия—Балканы. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1980.
- Обуэн Ж. Итало-Динарская система и ее соотношение с Альпийской дугой.—В сб.: Тектоника Альпийской области, М., Мир, 1965.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М., Мир, 1967.
- Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., 1968.
- Онцеску Н. Геология Румынской Народной республики. М., ИЛ, 1960.
- Осипов М. А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М., Наука, 1974.
- Панцулая В. В. Систематика рудных формаций и металлогенических зон Грузии. Тбилиси, 1976 (автореф. докт. дисс.).
- Пароникян В. О. Минералы висмута из полиметаллических руд Айоцдзорского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XV, 3, 1962.
- Пароникян В. О. Характер минерализации полиметаллической формации Айоцдзорского рудного района Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, серия геол.-геогр. наук, т. XVII, № 3—4, 1964.
- Пароникян В. О. К геохимии благородных и некоторых редких элементов в колчеданной и полиметаллической формации руд Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XX, № 5—6, 1967.
- Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван, 1970.
- Пашков Ю. Н., Ефремова С. В., Аветисян Г. Г. О месте медного и молибденового оруденения в интрузивном процессе (на примере Каджаранского Cu—Mo месторождения).—В кн.: Магматизм и полезные ископаемые, М., Наука, 1975.
- Петровская Н. В. Самородное золото, М., Наука, 1973.
- Пиджян Г. О. Германиевые минералы и германиеносные сульфиды одного Cu—Mo месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XI, № 4, 1958.

- Пиджян Г. О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР, Ереван, 1975.
- Пиджян Г. О., Карапетян А. И. Характер оруденения в рудном поле Азатекского Au-Sb-полиметаллического месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1978.
- Пиджян Г. О., Амирян Ш. О., Карапетян А. И., Фарамазян А. С. Теллуриды в в рудных формациях Армянской ССР и их типоморфные особенности. Тезисы докл. XI съезда Международной минералогической ассоциации. Новосибирск, 1978.
- Пиджян Г. О., Амирян Ш. О., Карапетян А. И., Фарамазян А. С. Минеральные ассоциации теллуридов в главнейших рудных формациях Арм. ССР, Изв. Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1980.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций.—В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока, М., Наука, 1966.
- Резанов М. А., Шевченко В. И. Основные этапы тектонического развития Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка, № 8, 1971.
- Руб М. Г. Проблемы рудоносности гранитоидов.—В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии, М., Наука, 1974.
- Руднев Н. А. Изучение механизма соосаждения катионов редких металлов с сульфидами.—В кн.: VIII Менделеевский съезд. Рефераты докладов и сообщений, № 3, Изд-во АН СССР, стр. 6—7, М., 1958.
- Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций.—В сб.: Основы научного прогноза месторождений, ВСЕГЕИ, Л., 1971.
- Сагателян Э. А. Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР, Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1961.
- Саркисян О. А. Палеоген Северо-Ширакского синклинория, Ереван, Изд-во Митк, 1966.
- Саруханян Л. Б., Мкртчян Г. М. Распределение редкоземельных элементов в апатите. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. № 4, 1968.
- Саруханян Л. Б. Минералогия, геохимия и генезис Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1971.
- Семенов Е. И. Лантаноиды.—В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. I, М., Геохимия, 1964.
- Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1969.
- Смирнов В. И. Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование. Геол. рудных месторождений, т. I, 1974.
- Смирнов В. И. Эндогенная металлогения.—В кн.: Тектоносфера Земли, М., Наука, 1978.
- Смирнов С. С. О современном состоянии теории рудообразования. Записки ВМО, вып. I, 1947.

- Студенникова З. В., Золотарева В. А. Рений в молибденитах месторождения Тырны-Ауз. Геохимия, № 1, 1958.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГИ, 1964.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977.
- Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции Мира (Средиземноморский пояс). «Недра», М., 1972.
- Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977.
- Твалчрелидзе Г. А. Металлогения Центрального Средиземноморья. Тезисы докл. совещания «Тектоника Средиземноморского пояса», М., 1978.
- Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Сравнительная характеристика геосинклинальной и постгеосинклинальной металлогении Кавказа. Сов. геология, № 11, 1973.
- Тектоносфера. М., Наука, 1978.
- Тимофеевский Д. А. О формационной классификации, минеральных типах и золоторудных ассоциациях золоторудных месторождений СССР. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96, 1971.
- Томсон И. Н. Глубинные разломы и оруденение в складчатых областях.—В кн.: Вопросы металлогении, М., Недра, 1965.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. О системах повторных генетических рядов рудных формаций.—В кн.: Геологические формации, Л., ВСЕГЕИ, 1968.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконтролирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. Сов. геология, № 10, с. 7—13, 1968.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения.—В кн.: Закономерности размещения..., т. 10, М., Наука, 1973.
- Тюрит Н. Г. О времени выделения золота из металлоносных растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1965.
- Устиев Б. К. Геологические и петрографические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций.—В кн.: Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций, М., Наука, 1969.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Баскина В. А., Волчанская И. К., Полякова О. П. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., Недра, 1974.
- Фарамазян А. С. К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XI, № 6, 1958.
- Фарамазян А. С., Акопян А. Г. Рений в некоторых молибденовых рудопроявлениях Айоцдзорского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XVI, № 3, 1963.

- Фарамазян А. С., Хуришудян Э. Х. К вопросу об изоморфизме между молибденитом и рением в молибденитах. ДАН АрмССР, т. 37, № 4, 1963.
- Фарамазян А. С. Каджаранское медно-молибденовое месторождение.—В кн.: Минералогия, геохимия и условия образования рудных м-ний АрмССР, Ереван, 1974.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, М., 1939.
- Фон Платен. Экспериментальные исследования антексиса. Генезис мигматитов.—В кн.: Природа метаморфизма, М., Мир, 1967.
- Хачатурян Э. А. Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Изд-во АН АрмССР, 1953.
- Хачатурян Э. А. Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации Армянской ССР. Ереван, 1977.
- Хуришудян Э. Х. К вопросу об условиях образования ромбоэдрической модификации молибденита. ДАН СССР, 171, 1, 1966.
- Чухров Ф. В. Некоторые вопросы типоморфизма минералов.—В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение, М., 1972.
- Шупулин Ф. К. Самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.—В кн.: Вопросы металлогении, М., Недра, 1965.
- Шупулин Ф. К. Об источнике вещества при эндогенном рудообразовании.—В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрографии и минералогии, т. I, М., Наука, 1969.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.
- Щеглов А. Д. Основные особенности эндогенной металлогении южной части Западного Пакистана. Геология рудных месторождений, № 3, 1969.
- Щеглов А. Д. Проблема рудных районов. Разведка и охрана недр, № 11, 1973.
- Шербаков Д. И. Высокотемпературные рудные формации Центрального Кавказа. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд-во АН СССР, стр. 219—227, 1946.
- Шербаков Ю. Г. Золоторудные провинции и формации.—В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока, М., Наука, 1966.
- Шербина В. В. Основные черты геохимии теллура. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1937.
- Штеклин Д. Ж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Эммонс В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами.—В сб.: Геология рудных месторождений Западных штатов США, М.—Л., ОНТИ-НКТ, 1937.
- Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии. Геотектоника, № 2, 1967.
- Эфендиев Г. Х. К геохимии германия. Изв. АН АзССР, сер. физ.-техн. и хим. наук, №1, 1958.
- Яковлев П. Д. Структура Анкаванского (Мисханского) штокверкового месторождения. Сов. геология, № 12, 1960.
- Яшин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1965.
- Bariland P., Issakhanian V., Sadrzadeh M. Preliminary metallogenic map of Iran. „Geol. Surv. of Iran“, 1965, 7.

- Berberian M.* Contribution to the seismotectonics of Iran. Part II, Geological Survey of Iran, Report, № 39, Tehran, 1976.
- Douglas G. V.* Pipe-Like ore bodies in plutonic rocks. *Econ. Geol.*, 52, 5, 578—581, 1957.
- Erametsa O.* Über die Verbreitung des Indiums in finnischen Mineralien und über seine Trennung von anderen Metallen-Suomalais tiedekat toimituks, sar. A., 1938, 51, 1, 5, 1—92.
- Fisher N. H.* The fineness of gold with special reference of the Morobe Goldfield, New-Guinea *Econ. Geol.*, XL, 7, 1945.
- Gill G. E.* Solid Diffusion and volatility of sulfides, Some experimental results. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, 12, 1959.
- Gaines R. V.* Luzonit, famatinit and some related minerals. „*Amer. Min.*“, 42, 11—12, 1957.
- Hansjust W. W.* Orogen-Struktur und Metallverteilung in östlichen Zagros (Südost Iran). „*Geologische Rundschau*“, 1960, 50.
- Howell F., Molloy J.* Geology of the Braden orebody. Chile. *Econ. Geol.*, 55, 5, 1960.
- Karapetian A. I.* Character of gold mineralization in a copper-molybdenum deposit. *International Geology Review*. 4, 8, 1962, Washington
- Krause E. Z., Goldsberry J. P.* The chemical composition of bornite and its relation to other sulphosalts. *Amer. J. Sci.*, 37, 539—553, 1977.
- Lagrenaudie J.* Formation de dépôts de sulfures de Mo, W et Re, par action en phase vapeur. *Bull. Soc. franc. mineral.*, 1956, 79, 10/12, 567—573.
- Larsen E. S., Waring J. C. L., Berman J.* Zoned Zircon Oklahoma. *Amer. Mineralogist*, 38, 11/12, 1953.
- Murata K. J., Rose H. J., Garron M. K., Glass J. T.* Systematic variation of rare-earth elements in cerium-earth minerals. *Geochim. et Cosmochim. acta*, 11, 3, 1957,
- Noddack J., Noddack N.* Die Geochemie des Rheniums. *Z. Phys. Chem.*, 154, H. 3—4, 207—244, 1931.
- Perry V. D.* The significance of mineralized breccia pipes. *Mining Engng.*, 13, 3, 1961.
- Petrascsek W. E.* Zur Diskussion über die internationale metallogenetische Karte. „*Z. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen*“, B. XVI, H. 7, 1963.
- Rigault G.* Gallio eindin melita lenda-Periodica *Mineral.*, 25, 1, 43—78, 1956.
- Roy R., Majumdar A., Hulbe C. W.* The Ag_2S and Ag_2Se transitions as geologic thermometers. *Econ. Geol.*, 54, 7, 1959.
- Sawad H.* Crystallographie study on luzonite. „*Thesis Tokyo, University*, 1943.
- Sclar Ch. B.* The paragenetic relationships of germanit and renierit for Tsumeb. *Econ. Geol.*, 52, 6, 1957.
- Spurr J. E.* The relation of deposition to faulting. *Econ. Geol.*, 11, 1916.
- Stevenson J. S.* Mineralization and metamorphism at the Eustis mine. Quebec *Econ. Geol.*, 32, 3, 1937.
- White D. E.* Thermal waters of volcanic origin: *Bullet. Geol. Soc. Amer.*, 68, 1958.

Оглавление

Введение	5
I. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	8
II. ХАРАКТЕРИСТИКА ВАЖНЕЙШИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОСНОВНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	19
1. Рудные месторождения Памбакского рудного района	19
Тежсарское месторождение (19), Анкаванское месторождение (23), Меградзорское месторождение (29), Рудопроявления Арчасар, «Новый», Айдиндзор (35), Разданское месторождение (35),	
2. Рудные месторождения Цахкуняцкого рудного района	40
Арзаканское месторождение титана (40), Арзаканское месторождение железа (44).	
3. Рудные месторождения Северо-Западной части Пабак-Зангезурской зоны и Гегамского нагорья	45
Месторождение самородной серы вулкана Арагац (45), Абовянское (Капутанское) месторождение (46).	
4. Рудные месторождения Вайкского рудного района	52
Вардениское месторождение (52), Советашенское месторождение (54), Эллинское месторождение (56), Газминское месторождение (58), Кабахлинское месторождение (64), Кармрашенское месторождение (64), Азатекское месторождение (66).	
5. Рудные месторождения Баргушатского рудного района	80
Варданское месторождение (80), Аравусское месторождение (82), Сваранское месторождение (83).	
6. Рудные месторождения Зангезурского рудного района	85
Каджаранское месторождение (85), Айгедзорское месторождение (92), Личквас-Тейское месторождение (94).	
7. Месторождения прилегающих к Памбак-Зангезурской зоне части Армянской ССР	98
Гамзачиманское месторождение (98), Тандзутское месторождение (100), Хосровское месторождение (106).	
III. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД	106
1. Самородные элементы	107

Самородное золото (107), Самородное серебро (120), самородный висмут (121), самородный теллур (121), самородная медь (121), самородное железо (122), самородная сера (122)	
2. Теллуриды	123
Гессит (123), петцит (123), силъванит (125), креннерит (125), калаверит (126), нагиагит (128), тетрадимит (128), теллуrowисмутит (129), жозеит (131), колорадоит (131), алтаит (131).	
3. Простые сульфиды и сульфосоли	133
Халькозин, неодигенит (133), акантит, аргентит (134), штроейерит, ялпайт (134), борнит, «оранжевый борнит», идаит (134), сфалерит (135), халькопирит (140), теннантит, тетраэдрит (141), германит (146), реньерит (147), энаргит, люшонит (148), никелин, миллерит (152), галенит (153), киноварь, метациннабарит, онофрит (155), ковеллин (156), антимонит (156), висмутин (157), эмплектит (158), виттихенит (158), пирит (160), кобальтин, меллингит, герсдорфит (162), марказит (162), арсенопирит (162), молибденит (164), реальгар, аурипигмент (168).	
4. Окисные рудные и нерудные минералы.	168
Магнетит (168), рутил (169), апатит (171), флюорит (171), сфен (172), меланит (172), ортит (173).	
5. Жильные минералы	173
6. Типоморфизм и конвергенция минералов	173

IV. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РУДНЫХ, БЛАГОРОДНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДАХ

Железо (177), медь (177), молибден (178), цинк (179), свинец (180), сурьма (182), титан (183), марганец (184), алюминий (185), фосфор (185), ртуть (186), сера (186), мышьяк (187), золото (187), серебро (189), рений (191), селен (193), теллур (194), кадмий (198), висмут (198), редкие земли (200), германий (202), галлий (203), индий (204), таллий (204), ниобий и тантал (205), платина и палладий (205), вольфрам (206), ванадий (206), хром (206), никель и кобальт (206), олово (207).

V. О ГЕНЕЗИСЕ ЭНДОГЕННЫХ РУД И ВОЗРАСТЕ ОРУДЕНЕНИЯ

1. Об источнике рудного вещества и генетической связи оруденения.	209
О характере связи оруденения с интрузивными породами	209
О связи оруденения с процессами вулканизма	212
О связи оруденения с региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом.	212
2. Об этапности развития рудообразовательного процесса.	213
3. О стадийности развития рудообразовательного процесса	224

4. О возрасте эндогенного оруденения	227
Рудные месторождения позднепротерозойской—раннепалеозойской (байкальской) металлогенической эпохи	227
Рурные месторождения раннеальпийской (киммерийской) металлогенической эпохи.	229
Рудные месторождения собственноальпийской металлогенической эпохи	229

VI. ФОРМАЦИОННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУД. 235

1. Некоторые вопросы формационного анализа руд	235
2. Генетические группы эндогенных рудных формаций Памбак-Зангезурской зоны и прилегающих частей Малого Кавказа.	242
Группа собственно-магматических рудных формаций	246
Формация нефелиновых сиенитов (246), Титаномагнетитовая формация (247).	
Группа пегматотивных рудных формаций	248
Пегматитовая редкометальная формация (248).	
Группа скарновых рудных формаций	250
Скарновая железорудная формация (250).	
Группа плутогенных гидротермальных рудных формаций	250
Медно-молибденовая (формация (251), Золото-полиметаллическая формация (254), Золото-теллур-полиметаллическая формация (256), Золото-сурмяно-полиметаллическая формация (257), Полиметаллическая формация (258), Мышьяково-полиметаллическая формация (260), Золото-кварцевая формация (261), Молибден-полиметаллы-редкометальная формация (261), Фтор-редкоземельная формация (262), Меднорудная формация (262), Киноварная формация (263).	
Группа вулканогенных рудных формаций	264
Рений-молибденовая и рений медно-молибденовая формации (265), Апатит-магнетитовая формация (265), Серноколчеданная формация (267), Убогосульфидная золото-полиметаллическая формация (267), Киноварь-метациннабаритовая формация (268), Формация эксгальационно-осадочных марганцевых руд (269), Формация самородной серы (270).	
Группа метаморфогенных рудных формаций.	272
Формация титановых руд (272), Метаморфическая железорудная (вкрапленная железорудная) формация (273), Кварц-золоторудная формация (274), Формация железистых кварцитов (275).	
3. Серии рудных формаций	279
4. Комплексы рудных формаций	282

VII. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ПАМБАК-ЗАНГЕЗУРСКОЙ ЗОНЫ И НА ПРОДОЛЖЕНИИ ЕЕ В ЦЕНТРАЛЬНОМ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ	284
1. Размещение рудных формаций в пределах Памбак-Зангезурской зоны.	284
Рудные районы	287
Рудоносные зоны и рудные узлы	290
2. Основные черты размещения эндогенных рудных формаций на продолжении Памбак-Зангезурской зоны в пределах Центрального Средиземноморья	297
Размещение месторождений главнейших рудных формаций в пределах Динарской металлогенической провинции	298
Размещение месторождений главнейших рудных формаций в пределах Понтийско-Малокавказской металлогенической провинции.	300
Размещение месторождений главнейших рудных формаций в пределах Загрос-Мекранской и Эльбурс-Биналудской металлогенических провинций	303
3. Основные факторы, определяющие закономерности размещения месторождений главнейших рудных формаций в пределах внутренних зон Центрального Средиземноморья.	308
Роль структурного фактора в размещении оруденения	308
Роль магматического фактора в размещении оруденения	312
Роль литолого-стратиграфического фактора в размещении оруденения.	314
Влияние эрозионного среза и относительного расположения метаморфического фундамента на характер размещения оруденения	315
VIII. ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ ПАМБАК-ЗАНГЕЗУРСКОЙ ЗОНЫ В ОТНОШЕНИИ РУДОНОСНОСТИ И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО НАПРАВЛЕНИЮ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВЫХ И ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ.	320
Заключение	331
Литература	332