

(4) 31.3.17

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В АНАРЕКСКОМ
РУДНОМ РАЙОНЕ
ИРАНА**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ОБЪЕДИНЕНИЕ "ЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ"
Всесоюзный научно-исследовательский институт
геологии зарубежных стран (ВНИИзарубежгеология)

515

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АНАРЕКСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ ИРАНА

Труды института

Выпуск 46



МОСКВА „НЕДРА“ 1986



Закономерности размещения эндогенных месторождений в Анарекском рудном районе Ирана. — М.: Недра, 1986, 152 с. ил. (ВНИИзарубежгеология).

Разработана схема тектонического и металлогенического районирования региона, проведена генетическая и рудно-формационная группировка свинцово-цинковых, медных, медно-молибденовых и других месторождений. Определены термобарические условия их формирования, исследованы источники рудного вещества и его эволюция в рамках альпийской металлогенической эпохи. Выработанные критерии оценки рудоносности региональных структур распространяются на территории сопредельных стран.

Для специалистов, занимающихся прогнозированием и поисками месторождений, проблемами металлогении.

Табл. 8, ил. 33. список лит. 40 назв.

Составитель: *Е.Ф. Романько*

Выпущено по заказу Всесоюзного научно-исследовательского института геологии зарубежных стран

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АНАРЕКСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ ИРАНА

Редактор издательства *Журавлева Л.А.*

Обложка художника *Голикова К.В.*

Художественный редактор *Юрчевская Г.Н.*

Технический редактор *Фомина Л.Н.*

Корректор *Волкова О.П.*

Оператор *Миринова Л.А.*

Н/К

Подписано в печать 24.03.86. Т-08061. Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-литографической машине. Гарнитура "Пресс-роман". Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,83. Усл. кр.-отт. 9,18. Уч.-изд. л. 10,28. Тираж 500 экз. Заказ 1886 /12710-4. Цена 55 коп. Заказное.

Орден "Знак Почета" издательство "Недра",
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109033, Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

1904050000 — 313
3 ————— Заказное
043 (01) — 86

© Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии зарубежных стран (ВНИИзарубежгеология)

ПРЕДИСЛОВИЕ

До последнего времени Анарекский рудный район Ирана с его исключительно широким набором различных типов оруденения оставался малоизученным. В 1975–1979 гг. здесь проводила комплексные исследования советская геологическая экспедиция. Площадь исследований составляла около 45 тыс. км². На некоторых участках были выполнены детальные поисковые и оценочные работы.

Полученные в процессе этих исследований материалы положены в основу настоящей работы — первой сводки по геологии и рудоносности района. Обобщение геологических материалов предусматривало: анализ материалов региональных исследований для целей структурно-тектонического районирования; типизацию магматических формаций и рудоконтролирующих структур; изучение строения, вещественного состава, возраста, генезиса рудных месторождений, а также их связи с магматическими комплексами. По заказу Геологической службы Ирана был подготовлен к изданию комплект карт Анарекского рудного района: геологических, тектонической, прогнозно-металлогенической и др.

При подготовке книги к изданию использованы советы и материалы советских (Л.Н. Морозов, Ю.Г. Кокорин, Б.Б. Кривякин, М.В. Сусов, М.Б. Шарковский и др.) и иранских (А. Хушманзаде, М. Моменадзе, М. Набави, М.А. Науголь Садат, Н. Тагизаде и др.) геологов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ
И СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ РЕГИОНА

ИСТОРИЯ ГОРНОГО ПРОМЫСЛА И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Площадь Анарекского рудного района (АРР) около 45 тыс. км²; он располагается между 33°—34° 30 с.ш. и 52°—55° 30 в.д. в центральной части Ирана в южном горном обрамлении пустыни Дашт-е Кевир* (Большой Кевирской или Большой Соляной Пустыни), представляющей одну из крупнейших бессточных впадин Среднего Востока. Геологическая позиция этого региона (рис. 1) определяется приуроченностью к Иранскому сегменту или Малокавказско-Иранской складчатой геосинклинальной области Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) пояса [26]. В металлогеническом отношении эту часть пояса рассматривают как самостоятельную Ирано-Афганскую металлогеническую область [23].

Рассматриваемый район располагается в пределах крупного структурного элемента Иранского сегмента — Центрально-Иранского массива [26], или зоны Центрального Ирана (по Й. Штёклину) с севера и юга обрамляемой горными цепями складчатых систем Эльбурса и Загроса (рис. 2). Большинство исследователей между Загросом и зоной Центрального Ирана, а также к югу от последней, выделяется еще одна зона — Сенендеджа-Сирдажана или Хамаданская. С востока зону Центрального Ирана ограничивает стабильная Лутская глыба, а на западе — резко суженное продолжение этой зоны прослеживается в Иранском Азербайджане.

Собственно АРР на востоке охватывает западное окончание "субзоны" Восточного Центрального Ирана (по Й. Штёклину) и в западной — часть Центрально-Иранского вулканического пояса (пояса Урмия-Доxtар, по Ж.В. Шрёдеру) пересекающего всю территорию Ирана. У западных границ АРР этот пояс расщепляется на две ветви, окаймляющие (за пределами АРР) данную "субзону". Последняя на востоке, имея характер чередования субмеридиональных грабенов и горстов, обычно уже рассматриваемых в системе Урало-Оманского линеамента [9, 26], причленяется к Лутскому массиву.

АРР относится к Центральному Иранскому нагорью. Северо-вос-

* Транслитерация географических названий в настоящей работе соответствует предложенной Иранской геологической службой для передачи персидских названий в отчетах советской геологической экспедиции. С целью единообразия ее принципов (для пунктов, отсутствующих на изданных в СССР картах) принята именно эта транслитерация.

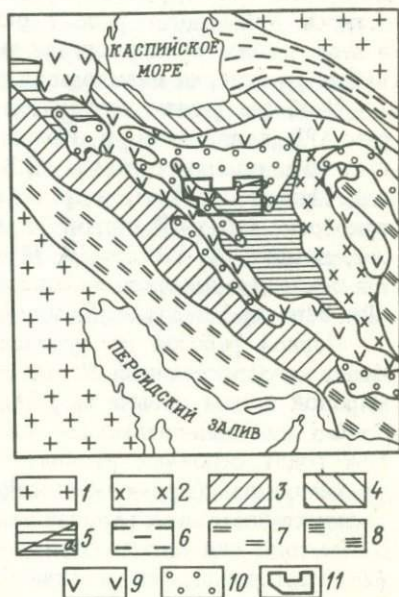


Рис. 1. Схема положения АРР в региональных структурах Средиземноморского пояса (по [23]).

1 – древние платформы; 2 – каледонское и герцинское обрамление; 3 – срединные массивы в альпийском поясе; складчатые сооружения: 4 – герцинские, 5 – альпийские; 6 – границы между металлогеническими областями, 7 – исследуемый регион (АРР); 8 – металлогенические области: 1 – Средне-Европейская, 2 – Западно-Средиземноморская, 3 – Альпийско-Динарская, 4 – Кавказско-Анатолийская, 5 – Ирано-Афганская

Рис. 2. Схема положения АРР в структурах Иранского сегмента Средиземноморского пояса (по И. Шгёлину, с изменениями).

1 – платформы: Африкано-Аравийская на юге и Туранская на севере; 2 – Лутский стабильный массив; 3–8 – альпийские складчатые системы (зоны): 3 – Сенендеджа – Сиржджана, 4 – Эльбурса, 5 – Центрального Ирана (а – "Субзона" Восточного Центрального Ирана), 6 – Колетдага, 7 – Загроста, 8 – Восточного Ирана – Макрана; 9–10 – наложенные альпийские структуры: 9 – Центрально-Иранского вулканического пояса и сопряженных вулканических зон, 10 – позднеальпийские впадины; 11 – исследуемый регион (АРР)



с юго-запада на северо-восток (поочередно): Загроста (№7) и хр. Курхунд (№3).

точная его часть охватывает южную окраину пустыни Дашт-е Кевир (абсолютные отметки 600–800 м); южнее этой пустыни располагается ряд низко- и средневысотных (до 2450 м) горных массивов, разделенных межгорными впадинами. Они представляют собой наклонные равнины (дашты), образованные песчано-щебнисто-галечным материалом, иногда золотыми песками, солончаками и соляными озерами. Климат резко континентальный. Растительность на большей части площади отсутствует. В горах и низкогорном обрамлении пустыни расположено несколько оазисов с небольшими населенными пунктами (Анарек, Хур, Джандак и др.). Имеется только два действующих рудника: свинцовый — Нахлак и по добыче глин — "Бентонит".

Месторождения АРР известны с глубокой древности. Судя по сохранившимся следам старых горных и металлургических работ, добыча руды и выплавка металлов велись здесь издавна. Очевидно, медные изделия, датируемые V тысячелетием до н.э., были изготовлены из металла, добытого в рудниках АРР [29]. Исследование древних медных изделий Ближнего Востока, проведенное Объединением национальных музеев Франции, показало, что уже в IV тысячелетии до н.э. медь для их изготовления поступала с Иранского нагорья, при этом местоположение древних рудников предполагается в границах АРР. Кроме того, здесь были обнаружены переотложенные металлургические шлаки и остатки древесного угля в разрезах древних террас. По-видимому, в этом районе на протяжении тысячелетий существовал один из древнейших в истории цивилизации центров горнорудной промышленности.

Наиболее ранние геологические сведения, полученные по территории АРР, появляются в обзорах геологии Персии (Ирана) во второй половине прошлого века (О.В. Абих, Дж.Б. Фрезер, А.Ф. Шталь, А.Х. Шиндлер, Е. Титце и др.). В первой половине XX в. важное значение приобрели работы Р. Фюрона, А. Дезио, П.М. Боне, Ж.В. Шредера, Е. Байера, позднее А. Гансера, Й. Штёклина, Р. Тиле, А. Рутнера и другие, а в последнее десятилетие и целого ряда иранских геологов: М.Набави, Дж. Эфтехар-Нежада, А. Хагипура, А. Хушманзаде, М. Даудзаде и др.

Первой работой по рудоносности АРР был обзор месторождений Ирана, опубликованный Ж. Ладаме в Швейцарии в 1945 г. После второй мировой войны добыча на рудниках проводилась в значительных масштабах как национальными, так и западными компаниями. К началу 60-х годов основные рудники перешли в собственность государства, но материалы (кроме маркшейдерских планов) по месторождениям, эксплуатировавшимся указанными компаниями, в Иране не сохранились. В 60-е годы появляются обзоры по свинцово-цинковым [30] и медным [29] месторождениям, а также мелкомасштабные (1:2500000) геологическая и предварительная металлогеническая карта Ирана. Издание предварительной металлогенической карты сопровождалось объяснительной запиской, что представило несомненный прогресс. Появляются работы

минералогического направления П. Барианда, Х. Шюренберга и других, касающиеся преимущественно зоны окисления месторождений.

Одновременно в АРР проводятся работы с целью выявления месторождений для национальных горнодобывающих компаний. Эти кратковременные исследования на ряде объектов выполнялись главным образом западными фирмами, но иногда и с участием иранских специалистов. В конце 60-х годов на некоторых участках проводятся геологические съемки масштаба 1:100000 для составления карты масштаба 1:250000. Однако эта работа не была завершена. В эти же годы работали государственные рудники на медно-никель-кобальтовых месторождениях Талмеси и Мескани, а также на свинцовом месторождении Нахлак. На ряде объектов действовали частные горнодобывающие предприятия (Гоуд, Сиах Кух и др.) или периодически велись кустарные разработки (свинцовые, медные и марганцевые руды, хромиты, магнезит и гидромагнезит, бирюза, гипс, минеральные краски и т.д.). Несмотря на увеличение объема геологических исследований, в эти годы они не были достаточно целенаправленными и не позволили обобщить имеющиеся материалы по геологии АРР. Кроме того, поисковые и ревизионные работы не дали положительных результатов. К концу 60-х годов эксплуатационные работы почти на всех рудниках были в основном прекращены (продолжали действовать только два из них — Нахлах и "Бентонит").

В 1975—1979 гг. советской геологической экспедицией были проведены комплексные исследования по изучению геологического строения и рудоносности АРР. В результате были обследованы и оценены все известные и открыты новые месторождения. Продолжалось картирование сопредельных регионов иранскими геологами и издавались геологические карты масштаба 1:250000, а также карта размещения месторождений Ирана масштаба 1:2500000 [37] и геологическая карта страны масштаба 1:1000000 [34, 36]. Поисково-ревизионные работы на железу, марганец и уголь на сопредельных территориях (с рекогносцировочным охватом части АРР) проводились советскими геологами — С.А. Голубевым, В.П. Орловым, А.В. Венковым, В.П. Абрамовым, М.М. Щербиной и др.

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ

Долгое время Центральный Иран считался древним срединным массивом по контрасту с его северным и южным горным обрамлением, которое рассматривалось как молодые складчатые хребты. Такое противопоставление скорее отражало новейшие структуры этих регионов. В 60-х годах Й. Штёклином было указано на более высокую тектоническую активность Центрального Ирана в мезо-кайнозой по сравнению с его горно-складчатым окружением. Стало ясно что, эта область имеет

весьма неоднородную структуру. Работами советской экспедиции установлено сложное складчато-глыбовое строение рассматриваемой территории. Главная особенность ее современной структуры состоит в наличии блоков древней континентальной коры, сочетающихся со сравнительно узкими складчатыми зонами, сложенными геосинклинальными (в том числе океаническими) комплексами мезозойского и кайнозойского возраста. С учетом данных о прилежащих частях Центрального Ирана выделяется ряд разнотипных тектонических зон, отличающихся особенностями геологической истории и металлогенией (рис. 3). Главнейшими структурными границами служат глубинные разломы, часто трассируемые офиолитами.

Анарек-Хурский кристаллический массив — основная структура региона, отвечающая наиболее стабильному его участку. По-видимому, именно его тектоническая позиция предопределила в прошлом представление о Центральном Иране в целом как о срединном массиве; отсюда его выделение под названием "Анарек-Хурской платформы" на геологической карте Ирана масштаба 1:1 000 000 [34].

Массив имеет форму овала размером 250x60 км. С юга он граничит с зонами позднекеммерийской и раннеальпийской складчатости, на западе — с полосой альпийского меланжа. На севере и востоке он ступенчато погружается под олигоцен-миоценовую молассу Большой Кевирской впадины.

Рис. 3. Тектоническая схема АРР.

1-2 — складчато-метаморфический фундамент: 1 — верхнепротерозойский — нижнепалеозойский, 2 — палеозойский; 3-6 — структурные ярусы промежуточные и платформенного чехла: 3 — нижнепалеозойский (частично вендский ?) карбонатно-терригенный, 4 — палеозойский-триасовый карбонатно-терригенный, 5 — верхнепалеозойский терригенный, 6 — меловой (местами верхнеюрский-меловой или мел-палеоценовый) карбонатный; 7-10 — геосинклинальные комплексы: 7 — верхнетриасовый-юрский терригенный, 8 — нижнемеловой карбонатно-терригенный флишеидный, 9 — меловой-нижнеэоценовый офиолитовый (меланж), 10 — нижнеэоценовый флишево-олистостромовый; 11-12 — эоценовый комплекс этапа активизации (раннеорогенный): 11 — базальт-андезит-липаритовая серия, 12 — вулканогенная моласса; 13-14 — позднеорогенный комплекс, структурные ярусы: 13 — олигоцен-миоценовый (красноцветная моласса), 14 — плиоцен-четвертичный (сероцветная моласса); 15-16 — гранитоидные интрузии: 15 — мезозойские, 16 — эоценовые; 17 — гипербазитовые протрузии; 18 — разломы: а — главные, б — второстепенные.

Тектонические зоны: I и II — кристаллические массивы (Анарек-Хурский и Пошт-е Бадам), III — позднекеммерийской складчатости (Чах Паланг), IV — раннеальпийской складчатости (Биабанак), V — альпийская шовная офиолитовая (Наин-Зеварская), VI и VII — альпийские зоны (Кух-е Дом и Гале Сардар), VIII и IX — наложенные позднеальпийские впадины (Большая Кевирская и Ком-Ардеканская).

Главные разломы по границам тектонических зон: БК — Большой Кевирский, ТО — Торкемани-Ордибский, ЧА — Чапедони, ББ — Боба Бозорги, БА — Баязех; внутри тектонических зон: СА — Северо-Анарекский, КК — Кал-е-Кафинский, ЧУ — Чупананский

1956

Фундамент Анарек-Хурского массива сложен мощной (10–12 тыс. м) толщей верхнепротерозойских – нижнепалеозойских пород, метаморфизованных в зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фациях. Метаморфизм их был неоднократным. Исходные породы соответствуют грауваккам, аркозам, кварцевым песчаникам, глинистым образованиям и вулканитам основного состава. В нижней части разреза предполагаются существенно переработанные породы метафиолитовой ассоциации. Изотопные датировки метаморфизма группируются в три этапа: 845 млн. лет (Rb/Sr метод), 300–390 и около 180 млн. лет (K/Ar метод). Вдоль разломов в метаморфитах фиксируются минеральные ассоциации повышенных давлений. В структуре фундамента намечаются два крупных субширотных блока. Северный (Джандакский) блок приподнят, и в нем вскрываются более метаморфизованные породы (комплекс Джандак). Южный блок, представленный Анарекским и Кал-е-Кафинским выступами фундамента, сложен преимущественно менее метаморфизованными породами (комплексы Анарек, Мохаммадабад, Патиар и др.). Всем комплексам свойственны сжатые линейные складки или моноклинальные пакеты, усложненные мелкой складчатостью и крутыми разломами, рисунок которых согласуется с направлением складчатых структур. Последние дискордантны границам массива в его западной части и согласуются с ними – в центральной. В южной части Анарекского выступа наблюдается шарьирование на сланцевые разрезы метаморфитов нижнекембрийских мраморных толщ при отсутствии вергентности комплекса структур в целом. Ограничивающие массив глубинные разломы и крупные нарушения внутри его сопровождаются протрузивными телами серпентинизированных гипербазитов. Крупные массы последних фиксируются, по данным аэромагнитной съемки, на глубине 4–6 км в подошве западной части массива, что, вероятно, свидетельствует об аллохтонном залегании Анарекского выступа. В структурах фундамента установлены небольшие интрузивы гранитоидов мезозойского и позднепротерозойского возраста.

Платформенный чехол образует меловой терригенно-карбонатный структурный ярус (500–3000 м). В северной части массива фрагментарно развиты вулканогенно-терригенные отложения верхне-палеозойского и триасового промежуточных структурных ярусов. Чехол залегает в основном субгоризонтально или образует пологие широкие структуры. Существенные деформации связаны с перемещениями блоков по разломам.

В эоцене Анарек-Хурский массив испытал тектономагматическую активизацию, в результате которой произошло формирование эоценового вулканоплутонического комплекса и пестроцветной вулканогенной молассы. В эту эпоху и позднее, в олигоцене и в конце миоцена, сформировались приразломные протрузии ультрамафитов.

Пошт-е-Бадамский кристаллический массив. Большая часть

массива располагается южнее рассматриваемого района, где ее исследовали А. Хушманзаде, А. Хагипуром и др. Нижний структурный ярус фундамента слагает гнейсово-амфиболитовая толща, густо насыщенная послойными телами гранито-гнейсов. Метаморфизм достигает амфиболитовой фации, отмечается зеленосланцевый диафторез. Наиболее древние из широкой гаммы K/Ag и Rb/Sr датировок (40–680 млн. лет) указывают на байкальское время гранитизации субстрата. Самые молодые — гранитоиды эоценовой тектономагматической активизации. Верхний структурный ярус фундамента сложен верхнепротерозойскими-нижнепалеозойскими (?) метавулканитами, сланцами, карбонатными породами, включающими тела диоритов и габбро; он испытал метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев, с последующим наложением контактовых изменений, связанных с мезозойскими интрузиями (128–187 млн. лет, K/Ag метод). Структуры фундамента отличаются большой сложностью, преобладающее направление — субмеридиональное. Осадочный чехол сохранился локально и представлен пермскими и меловыми карбонатными породами.

Позднекиммерийская складчатая зона Чах Паланг представляет собой сложное многоярусное складчатое сооружение. Для нее характерны интенсивные позднеюрские движения. Основание зоны сложено верхнепротерозойской-нижнепалеозойской (?) толщей мраморов, сланцев и метавулканитов (2000 м), испытавших метаморфизм зеленосланцевой фации и прорванных небольшими интрузиями метагабброидов. Структуры имеют субширотную ориентировку. Выше располагается комплекс неметаморфизованных, преимущественно карбонатных пород нижнего палеозоя (частично венда?) и среднего верхнего палеозоя—триаса, составляющий промежуточный структурный ярус мощностью около 5000 м. Вдоль глубинного разлома, ограничивающего эту зону с востока, палеозойские породы вовлечены в интенсивные дислокации, метаморфизованы и ассоциируют с метавулканитами и серпентинитами. Видимо, этот пограничный шов в палеозое имел характер рифтоподобной структуры.

Главный структурный ярус включает мощные (более 1500 м) дислоцированные песчано-сланцевые флишоидные отложения верхнего триаса—средней юры, составляющие киммерийский геосинклинальный комплекс. Последний несогласно перекрыт орогенным структурным ярусом — континентальными красноцветами верхней юры и неокома (250–1700 м). Этот структурный ярус постепенно сменяет меловой структурный ярус, залегающий субгоризонтально. В целом меловой ярус образует платформенный чехол, формирование которого свидетельствует о приращении зоны Чах Паланг в меловое время к стабильной области — Анарек-Хурскому и Пошт-е-Бадамскому кристаллическим массивам.

Раннеальпийская складчатая зона Биабанак. Отличительная

особенность этой зоны — наличие мощного (около 6000 м) геосинклинального терригенно-карбонатного комплекса отложений нижнего мела, испытавших складчатость в позднем мелу. Домеловое основание представлено платформенными карбонатными отложениями перми и геосинклинальным комплексом верхнего триаса—средней юры, свойственными также соседней зоне Чах Паланг. Вероятно, в домеловое время эти зоны составляли единую структурную область, в пределах которой в раннем мелу заложился узкий глубокий прогиб типа авлакогена, в общих чертах определивший современные границы зоны Биабанак. Активные движения здесь происходили в начале сеномана и перед сеноном. Окончательное становление структуры относится к раннему палеогену, после чего сформировался эоценовый орогенный структурный ярус (500 м), сложенный красной молассой и включающий небольшие вулканические покровы.

Главный структурный ярус (нижнемеловой) характеризуется интенсивной складчатостью. Ему свойственны линейные складки северо-восточного простирания, усложненные разломами. Широко распространены кварцевые и кварц-карбонатные жилы. Орогенный эоценовый структурный ярус имеет характер субгоризонтального покрова, уходящего с пологим наклоном в прилежащую Большую Кевирскую впадину.

Альпийская Наин-Зеварская офиолитовая зона (цветного меланжа) представляет собой часть Сабзевар-Наинского офиолитового шва, который прослеживается по территории Ирана более чем на 1000 км [28, 39]. В АРР офиолитовая зона разделяет Анарек-Хурский массив и вулканическую зону Кух-е Дом. Границы Наин-Зеварской зоны совпадают с глубинными разломами, создающими в ее современной структуре практически вертикальные ограничения. На значительной территории офиолитовый комплекс скрыт под молодыми впадинами, где он трасируется по данным аэромагнитной съемки.

Слагающий эту зону офиолитовый (цветной) меланж имеет характер хаотической смеси блоков и глыб разнообразных пород среди серпентинитового базиса. Размеры блоков колеблются от десятков сантиметров до километров: форма мелких глыб обычно изометричная, крупные блоки вытянуты вдоль общего простирания. Здесь присутствуют осадочные (верхнемеловые—нижнеэоценовые пелагические известняки, радиолариты, граувакки) и метаморфические породы (амфиболиты, гнейсы, эпидот-хлоритовые и мусковитовые сланцы и др.), а также магматические образования офиолитовой ассоциации. Вулканические породы в составе этой ассоциации имеют меловой возраст, им комагматичны небольшие габбро-плагиогранитовые интрузии, а возраст ультрамафитов, по-видимому, более древний. Внедрение ультрамафитов в раннем эоцене происходило в форме протрузии и сопровождалось формированием олистостромов.

В структурном отношении среди меланжа выделяются крупные (до 6x15 км) блоки мелового вулканогенно-осадочного комплекса пород, представляющие фрагменты нормальных линейных складок. Фиксируются усложняющие их опрокинутые и лежащие складки высоких порядков. Нижнеэоценовые олистостромы, перемежаясь с флишем, перекрывают меланж и сложно сочетаются с ним. Иногда в структурах отмечаются породы вулканоплутонической ассоциации эоцена как в виде небольших эффузивных покровов, чешуй и гранитоидных тел, так и в виде вулканических массивов на офиолитовой подложке. В последнем случае вулканические покровы могут иметь аллохтонное залегание, но могли возникнуть и в результате нормального перекрытия меланжа.

Альпийская вулканическая зона Кух-е Дом принадлежит к внешней части протяженного Центрально-Иранского вулканического пояса. На севере она смыкается с зоной миоценовой складчатости Гале Сардар. Обе эти зоны испытали основные тектонические деформации в одно и то же время (на рубеже раннего и среднего эоцена, в начале олигоцена и в конце миоцена), однако их различие состоит в масштабах развития эоценового орогенного вулканизма. Так, зона Кух-е Дом характеризуется сплошным развитием и наиболее полным разрезом вулканического комплекса, который с переходом в зону Гале Сардар замещается осадочными и туфогенно-осадочными морскими отложениями. Граница между этими зонами совпадает с цепочкой межгорных впадин и, очевидно, имеет характер конседиментационного нарушения.

Зона Кух-е Дом в целом вытянута согласно общему простиранию пояса. Вулканические постройки этой зоны имеют гетерогенное основание. В ядрах вулканотектонических куполов обнажаются три структурных комплекса: палеозойский, юрский и меловой. Палеозойский фундамент (более 1500 м) представлен толщей зеленосланцевых метаморфитов, включающих прослой метабазитов. Возраст метаморфизма около 210–220 млн. лет (K/Ag метод). Местами обнаружены фрагменты юрского структурного яруса, образованного песчано-сланцевыми отложениями. Меловой структурный ярус (300 м) сложен карбонатными отложениями шельфовой фации и образует пологие складчатые структуры.

В сводном разрезе вулканической серии (рис. 4) выделяются два структурных яруса, соответствующие ранне-, средне- и позднеэоценовому этапам вулканизма. Эффузивные, пирокластические и мелководные осадочные отложения в разрезах сменяют друг друга по вертикали и горизонтали. Соотношение литологических ассоциаций в опорном разрезе (в %): лавы и лавобрекчи 30,3, туфы и игнимбриты 34,7, туффиты 24,2, осадочные породы 10,8. Заметна схема химизма снизу вверх по разрезу от андезитов-трахиандезитов к кислым вулканитам и затем в обратном направлении к андезито-базальтам. Мощность толщ

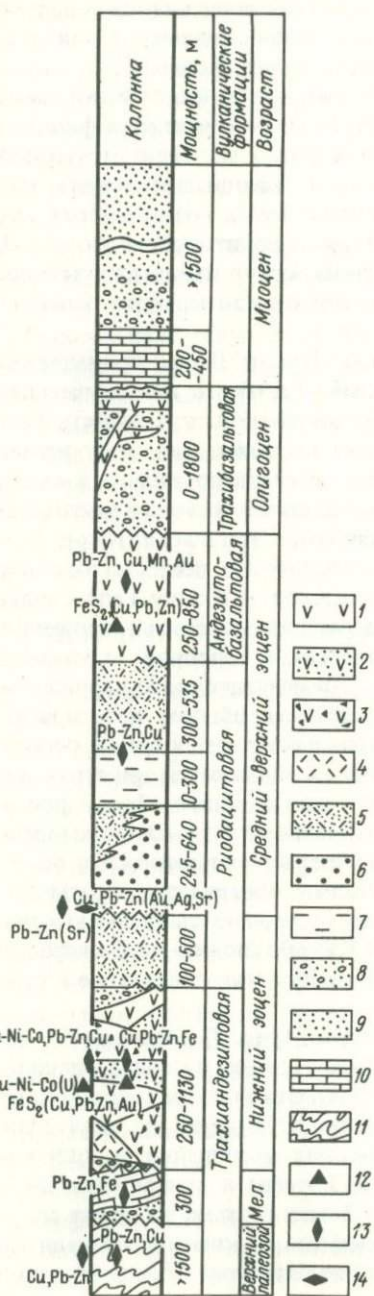


Рис. 4. Сводный разрез вулканической зоны Кух-е Дом и положение связанного с ним оруденения (слева от колонки — оруденение за пределами зоны Кух-е Дом).

1-3 — вулканиды среднего и основного состава: 1 — преимущественно лавы, 2 — туфы, 3 — агломераты; 4-7 — вулканиды кислого состава: 4 — преимущественно лавы, 5 — туфы, 6 — туффиты, 7 — игнибриды; 8 — конгломераты, песчаники; 9 — песчаники, мергели, глинистые сланцы; 10 — известняки; 11 — метаморфические сланцы; 12-14 — оруденение: 12 — штокверки и метасоматические купола, 13 — жилы, жильные зоны, 14 — стратиформное

широко варьирует, но в каждом вулканическом массиве не превышает 3500 м. Можно считать, что зона Кух-е Дом представляет собой крупную вулканическую линзу суммарным объемом не менее 22,5 тыс. км³ (150x50x3 км) и по аэрогеофизическим данным — до 30 тыс. км³. Вулканическая серия сопровождается субвулканическими образованиями, а также комагматичными диорит-гранодиоритовыми интрузиями.

Структуры зоны характеризуются сочетанием вулканокупольной и дизъюнктивной тектоники. Вулкано-тектонические купола имеют в поперечнике 6-10 км и углы наклона пластов 10-30°. Отрицательные структуры представлены вулканическими депрессиями и фрагментами мульды проседания. Разломы северо-западного и субширотного простирания ограничивают линейные структуры типа горст-

антиклиналей, мелкие нарушения очерчивают кольцевыми системами границы куполов или в виде радиальных разломов усложняют их внутренние части.

Альпийская зона Гале Сардар. Метаморфический фундамент в этой зоне не вскрывается. Юрский структурный ярус имеет большую мощность (1400 м) и сложную складчатую структуру, что придает ему субгеосинклинальный характер. Возрастает (до 1000 м) и мощность мелового платформенного структурного яруса. Разрез эоцена представлен осадочными отложениями, включающими единичные потоки лав. Наибольшее распространение имеет олигоцен-миоценовый структурный ярус — мощная (2000—3000 м) пестроцветная моласса, заключающая толщу (200—450 м) морских карбонатно-эвапоритовых отложений (формация Ком*). Структурный стиль зоны определяет брахиформная складчатость, сопровождающаяся разломами. Общее зеркало складчатости полого погружается в восточном направлении.

Позднеальпийские депрессии и межгорные впадины. Структуры данного типа являются наложенными прогибами, они сформировались в позднеорогенный этап альпийской эпохи. Как крупные депрессии (Большая Кевирская и Ком-Ардеканская), так и мелкие межгорные впадины представляют собой характерный элемент современной структуры района. Они образовались на гетерогенном основании. Формирование их наглядно отражает дифференциацию позднеальпийских орогенических движений: рост новейших поднятий и прогибание впадин. В заполнении впадин участвуют отложения олигоцен-миоценового и плиоцен-четвертичного структурных ярусов. Первый сложен красноцветной молассой с карбонатной толщей (180—600 м) формации Ком внутри нее. Замеренная мощность этого яруса достигает 5000 м, в центральных частях впадин она, очевидно, больше. Отложения смяты в простые брахиформные складки, но отмечаются и сжатые (50—70°) линейные складки. Многочисленные разломы согласуются с ориентировкой складчатости, амплитуды перемещений достигают сотен метров. Плиоцен-четвертичный структурный ярус сложен грубообломочной сероцветной молассой, иногда очень полого дислоцированной, а также субгоризонтальным покровом четвертичных отложений: эоловых и озерных песков, глинистых и соленосных осадков пересыхающих озер, а также солончаков, такыров, травертинов и т. д.

* В наименованиях подразделений местной стратиграфической шкалы Ирана здесь и далее термин "формация" употребляется в значении, принятом в англоязычной геологической школе (соответствует свите, серии).

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

В тектонической структуре АРР разрывные нарушения имеют большое значение. Общий рисунок сети закартированных разломов разных рангов и ориентировок в значительной мере согласуется с региональными геолого-структурными направлениями и в то же время предопределяет тектоническую зональность и блоковое строение региона. Среди большого числа разломов, отраженных на геологических картах, выделяются разломы первого порядка, располагающиеся по границам тектонических зон, разломы второго порядка, не выходящие за пределы отдельных зон, и многочисленные разломы более высоких порядков. Анализ всего комплекса геологических данных позволяет наметить еще одну категорию нарушений — неотчетливо проявленные и не отраженные на среднемасштабных картах, установленные по совокупности косвенных признаков (скрытые). И, наконец, укажем на категорию нарушений, также не находящих отражения на геологических картах — новейшие, обуславливающие границы современных депрессий и межгорных впадин.

Разломы первого порядка характеризуются глубоким заложением и длительным развитием, то есть являются глубинными. Они прослеживаются на сотни километров, выходя за пределы рассматриваемого района. Разломы второго порядка — унаследованные, они секут тектонические зоны, не выходя за их пределы. К ним бывают приурочены кайнозойские грабены или новейшие межгорные впадины. Разломы этих двух категорий нередко сопровождаются эоценовыми вулканическими постройками и протрузиями гипербазитов.

Все разломы первого порядка имеют северо-восточную ориентировку. Большая часть разломов высоких порядков или согласуется с границами тектонических зон, или сопрягается с ними под острыми углами; иногда можно фиксировать сдвиговые смещения вдоль них. Такими разломами также очерчиваются крупные складчато-глыбовые и блоковые структуры внутри отдельных зон. Большинство из этих разломов являются крутыми сбросами, реже — сбрососдвигами и надвигами. Специфичную группу нарушений в пределах вулканоструктур образуют кольцевые и радиальные разломы.

Особую категорию структур составляют предполагаемые скрытые разломы, которые могут выходить за пределы отдельных зон. Они намечаются по геологическим и геофизическим данным — особенностям размещения различных геологических объектов (вулканических массивов, интрузивов, грабенов, пучков мелких разломов одинаковой ориентировки, резкой смене стиля деформаций) и физических полей, а также по концентрации рудных проявлений. Примером такой структуры может быть внутризональный Северо-Анарецкий разлом (более подробно описаны в гл. 4). В промежутке между Большим Кевирским

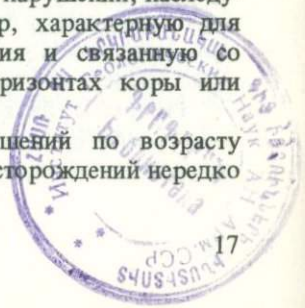
515

и Торкемани-Ордибским глубинными разломами он выражен предельно четко; здесь же концентрируются рудные объекты. По изгибам оперяющих нарушений и позднеальпийского грабена видно, что Северо-Анарекский разлом смещен влево зоной скрытого Чупананского разлома, подходящей с северо-востока. Далее к северо-западу Северо-Анарекский разлом обрезается полосой меланжа Наин-Зеварской зоны, но "просвечивает" серией аномальных для этой зоны нарушений северо-западного направления и тяготеющих к ним рудопроявлений. В зоне Кухе Дом он наглядно проявляется пучком рудоносных разломов того же направления (месторождение Ризамб-е Мариам), хорошо наблюдаемых на космоснимке масштаба 1:500000. Возможно, это структурное направление наблюдается и дальше к северо-западу, в зоне Гале Сардар, в одноименном рудном узле. И, наконец, на продолжении Северо-Анарекского разлома к юго-востоку в зоне Чах Паланг просматривается система мелких нарушений того же направления, перпендикулярная структурам этой зоны. Другие скрытые нарушения разбираются при характеристике металлогенических зон (глава 5). К ним можно отнести и Северо-Западную офиолитовую зону, не выходящую на поверхность. Некоторые из разломов этой категории на отрезках, где они особенно отчетливо выражены и были картированы, показаны на рис. 3 как глубинные разломы второго порядка внутри тектонических зон (Северо-Анарекский, Кал-е-Кафинский и Чупананский).

Масштабы и природа скрытых нарушений неясны и должны анализироваться на более широком региональном материале, поэтому условный термин "скрытые", определяющий лишь их современное морфологическое выражение, представляется наиболее удобным. Возможно, эти нарушения имеют разную природу и масштабы, но ясно, что они отражают в верхних структурных ярусах особенности глубинной структуры (нарушения в самых глубоких частях фундамента, зоны "спайки" блоков) гетерогенной континентальной коры или даже внутримантийные смещения.

Последняя категория разломов — новейшие нарушения, ограничивающие современные поднятия и впадины. Они выражены в относительно трудно картируемых системах ступенчатых сбросов у оснований склонов, прямолинейных ограничениях подножий и смещений русел во впадинах, реже — в деформациях плиоцен-четвертичных отложений. Очень редко фиксируются новейшие взбросы. Современные поднятия и зоны опусканий, очерченные системой новейших нарушений, наследуют тенденцию формирования блоковых структур, характерную для предшествующих этапов геологического развития и связанную со структурными преобразованиями в глубоких горизонтах коры или в верхней мантии.

Большинство картируемых разрывных нарушений по возрасту альпийские. При детальном изучении участков и месторождений нередко



удается выделить несколько возрастных групп разрывов. Доальпийские глубинные разломы датируются с меньшей определенностью, возможно, часть из них имеют байкальский возраст. Они испытали неоднократное обновление и проявляются в рисунке альпийских структур. Следует отметить трудности определения относительного возраста систем разломов по их взаимным смещениям: наблюдались случаи, когда разные системы нарушений последовательно смещают друг друга, что является следствием обновления деформаций в зонах пониженной плотности при смене во времени ориентировок региональных напряжений.

Из всего многообразия разломов более подробно охарактеризуем только главнейшие — основные глубинные разломы по границам тектонических зон (см. рис. 3).

Большой Кевирский разлом в пределах АРР разграничивает Анарек-Хурский массив и офиолитовую Наин-Зеварскую зону, но в целом это региональное глубинное нарушение выходит за рамки пограничного шва указанных зон и, по мнению Й. Штёклина, разделяет Центральный Иран на две части с присущей каждой из них внутренней зональностью. В рамках АРР протяженность этого разлома около 300 км. Южный фланг его имеет субмеридиональное простирание, близ сел. Зевар он испытывает резкий изгиб и меняет направление на северо-восточное. На большей части своего протяжения разлом перекрыт молодыми отложениями и прослеживается в основном по геофизическим данным. В обнаженной части, в полосе шириной 20 км, он выражен системой параллельных взбросов, между которыми заключены блоки верхнепротерозойских, мезозойских и эоценовых пород.

Торкемани-Ордибский разлом является юго-восточной границей Анарек-Хурского массива и отделяет его от позднекиммерийской складчатой зоны Чах Паланг. Разлом на поверхности представлен серией крутых субпараллельных взбросов, местами переходящих в надвиги. Ширина зоны разлома достигает 2 км. На юго-западе, в районе месторождения Торкемани, разлом проявляется сложной системой блоков и чешуй, образованной породами от верхнепротерозойского до палеогенового возраста и включающей выходы серпентинизированных гипербазитов. На северо-востоке отмечается уменьшение амплитуды смещений и расщепление основного нарушения на серию расходящихся мелких сбросов и трещин.

Разлом Чапедони имеет субмеридиональное направление, отделяя с запада массив Пошт-е Бадам от раннеальпийской Биабанакской зоны. Вдоль него развит приразломный грабен шириной от 5 до 7 км, заполненный миоценовой молассой, а южнее, за пределами АРР, к нему приурочены и эоценовые вулканы.

Разлом Баба Бозорги субширотного простирания является северной границей офиолитов Наин-Зеварской зоны. В северо-восточном направлении он прослеживается севернее Большого Кевирского разлома

в пустыне Дашт-е Кевир. На всем протяжении разлом Баба Бозорги отчетливо трассируется как граница раздела региональных магнитных полей различного знака. На центральном отрезке (50 км) он фиксируется на поверхности двумя сбросами, ограничивающими узкий горст.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА

Магматические процессы в геологической истории АРР проявлялись неоднократно и в значительной мере предопределили формирование эндогенной рудной минерализации. В общих чертах размещение магматических образований было освещено ранее, а также приведено в табл. 1. Все магматические образования подразделяются на конкретные формации, а для последующего анализа приводятся обобщенные сведения об их рудоносности. Как видно из этого материала, особенности геологического развития региона обусловили разнообразие магматических образований, формирование которых связано в основном с байкальской—раннекаледонской (?) и альпийской эпохами.

Древние магматические образования установлены в составе фундамента кристаллических массивов и складчатой зоны Чах Паланг. Масштабы позднепротерозойского—раннепалеозойского магматизма трудно поддаются восстановлению в связи с наложением регионального метаморфизма и ненадежностью радиологических датировок древних магматических пород. Среди позднепротерозойских, палингенно-метасоматических образований, слагающих наиболее переработанные метаморфизмом блоки фундамента (массив Пошт-е Бадам), распространены различные гранито-гнейсы и мигматиты и связанные с ними анатектиты — граниты, диориты, габброиды, а также жильная серия — аплиты и пегматиты (формация мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов). Наиболее древние изотопные датировки гранитоидов (680 млн. лет — Rb/Sr метод) указывают на байкальское время гранитизации, а наличие ортоамфиболитов позволяет предполагать еще одну эпоху магматизма, предшествовавшую гранитизации. Позднепротерозойские—раннепалеозойские (?) кислые и основные метавулканыты, а также метагабброиды установлены и в зеленосланцевых комплексах кристаллического фундамента, метаморфизм которых был неоднократным (845 — Rb/Sr метод, 300—390 и 140—180 млн. лет — K/Ar метод).

Каледоно-герцинская эпоха характеризовалась сравнительно небольшими масштабами магматизма. В зоне Чах Паланг в разрезах палеозойских промежуточных структурных ярусов содержатся базальтоиды, ассоциирующие с ультрамафитами в шовных рифтогенных (?) зонах. По северной окраине Анарек-Хурского массива установлены верхнепалеозойские вулканыты и небольшие гипабиссальные интрузии контрастного состава, в зоне Кух-е Дом — метадиабазы в составе палеозойских метаморфитов.

Таблица 1. Магматические формации APP

Эпоха	Формация, комплекс, возраст	Тектоническое положение и геологическая структурная характеристика	Петрографический состав. Химизм	Рудная минерализация
Альпийская	Трахибазальтовая P ₃	Наложена на все тектонические зоны. Дайки, силлы, потоки	Щелочные оливиновые базальты, долериты	—
	Вулканоплутонический Диорит-гранодиоритовая, P ₂	Вулканический пояс и зоны альпийской активизации кристаллических массивов. Гипабиссальные штоко- и лакколитообразные поли- и монофазные тела (до 20 км ²)	Гранодиориты, диориты, реже граниты, кварцевые диориты. Известково-щелочные	Fe, Cu, Pb-Zn, Au, Bi, Ag
	Монзонит-граносиенитовая, P ₂		Монзониты, граносиениты, сиениты, сиенито-диориты. Субщелочные, калиево-натриевые	Cu-Mo, Cu, Pb-Zn, Au, W, Bi
	Андезито-базальтовая, P ₂	Вулканический пояс и зоны альпийской активизации массивов. Орогенный вулканизм центрального и трещинного типа, наземный и проявленный в лагунных бассейнах. Моноклиналино залегающие потоки и покровы эффузивов (12–35 м) в переслаивании с туфами, туффитами, песчаниками. Куполообразные тела игнимбритов (до 300 м). Субвулканические образования различного состава и формы	Андезито-базальты, андезиты, базальты, туфы и туффиты. Известково-щелочные с пониженной щелочностью	Cu, Pb-Zn, Cu-Ni-Co, Mn, Au, колчеданы, алунист, бентонит, барит
	Риодацитовая, P ₂		Игнимбриты и туфы риодацитового состава, дациты, риолиты, туффиты. Дифференциаты кислой магмы: 1) с повышенной, 2) нормальной щелочностью, калиевые и калиево-натриевые	
	Трахиандезитовая, P ₂		От базальта до дацитов с преобладанием трахиандезитов. Андезито-	

		вые и диоритовые порфириды в субвулканической фации. Субщелочные и известково-щелочные	
Гипербазитовая, (?)	Зоны крупных разломов. Пластинообразные и чечевицепоподобные протрузии, слагающие пояс длиной до 40 км. Приурочены к разломам или расположены в основании надвиговых чешуй	Серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, тальк-серпентиновые и амфибол-хлорит-серпентиновые породы. Высокомагнезиальные и низкоглиноземистые	Cr, наложенная Cu, Ni, Co, Hg, Sb, Au, асбеста, талька и др.
Офиолитовый Порфирировая, K ₂	Офиолитовая шовная зона. Продукты подводного вулканизма с преобладанием лав и подчиненным количеством пирокластитов; сочетаются с радиоларитами	Андезитовые и базальтовые порфириды, реже их туфы. Толентовые и известково-щелочные; альбитизированные	Mn, Cu, колчеданы
Спилит-кератофировая, K ₁₋₂		Спилиты, кварцевые кератофиры, кератофиры, их туфы и брекчии, базальтовые порфириды и афириты, диабазы. Спилитизация, зеленосланцевый метаморфизм. Контрастные, натриевого ряда	
Габбро-плагиогранитная, K	Офиолитовая шовная зона. Комагматы спилит-кератофировой формации. Мелкие тела и тектонические блоки в офиолитовом комплексе	Габбро, габбро-диабазы, диабазы, плагиограниты, кварцевые диориты. Дифференциаты толентовой и известково-щелочной базальтовой магмы. Натриевый метасоматоз	
Дунит-гарцбургитовая, ?	Офиолитовая шовная зона. Тектонизированные тела, блоки (до 4 км). Вместе с образованиями габбро-плагиогранитной формации и цементирующими серпентинитами образуют протрузию	Серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, пироксениты и габбро-пироксениты. Антигоритовые и хризолитовые серпентиниты	Cr, наложенная Cu, Hg, Au, магнетита и др.

Продолжение табл. 1

Эпоха	Формация, комплекс, возраст	Тектоническое положение и геологическая структурная характеристика		Петрографический состав. Химизм	Рудная минерализация
Альпийская	Габбро-диабазовая, K ₂	Внутриплатформенный флишевый прогиб. Мелкие штоки и силлы среди терригенно-карбонатных отложений		Габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диабазы. Известковистые и с щелочным уклоном	—
Киммерийская	Сиенит-гранитовая, J ₃	Зоны мезозойской активизации кристаллических массивов	Кристаллический массив (Пошт-е Бадам). Мелкие однофазные тела	Граносиениты, граниты, сиениты, сиенито-диориты. Известково-щелочные и субщелочные, калиево-натриевые и калиевые	Pb, Cu, барит, флюорит
	Кварцевых диоритов-плагиогранитов, T ₃		Кристаллический массив (Анарк-Хурский). Гипабиссальные мелкие штоки и трещинные тела (D-C)	Кварцевые диориты, плагиограниты. Известково-щелочные, натриевые	Pb (?)
Гранитоидов пестрого состава, MZ	Гранодиориты, граниты, диориты, монподиориты, габбро. Известково-щелочные, калиево-натриевые				
герцинская	Базальтоидная (PZ)	Промежуточный структурный ярус, платформенный чехол массива. Мало мощные потоки базальтоидов метатуфа, гипабиссальные тела (D-C)	Диабазы щелочные, калиевые. Метатуфы, метагаббро-диабазы, метагранитоиды	—	
		Промежуточный структурный ярус, реликты рифтогенных структур (?). Потоки спилитов, местами тектонизированные, в ассоциации с серпентинитами (O-S)	Спилиты, базальтовые порфириты, серпентиниты. От толеитовых до щелочных, ассоциирующие с ультрамафитами		

Каледоно-		Геосинклинальный комплекс фундамента. Залежи до 0,5x2,5 км среди метаморфитов (PZ)	Метадиабазы (альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые породы)	
Байкальская — ранне-каледонская (?)	Метаэффузивов кислого состава, PR ₂ — PZ ₁	Геосинклинальный комплекс верхнего структурного яруса фундамента массивов. Горизонты и линзы (2—70 м) среди метаморфитов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации	Кварц-альбит-мусковитовые и альбит-эпидот-хлоритовые порфиroidы	Fe, Pb-Zn
	Метабазитов и метагабброидов, PR ₂ — PZ ₁		Сланцы амфиболовые, эпидот-актинолит-хлоритовые, амфиболиты, метагабброиды	
	Мигматитов и анатектитов, PR ₂	Протогеосинклинальный комплекс нижнего структурного яруса фундамента массивов. Субпластовые и куполообразные тела среди метаморфитов эпидот-амфиболитовой фации	Гранито-гнейсы, мигматиты, граниты, диориты, гранодиориты, аплиты и пегматиты. Известково-щелочные, калиево-натриевые и калиевые	Слюда — мусковит

Киммерийская эпоха отмечена возрастанием магматической активности, в результате которой в краевых частях стабильных массивов произошло внедрение гранитоидных интрузий. В окраине массива Пошт-е Бадам более ранние из них (187 млн. лет — К/Аг метод) относятся к формации кварцевых диоритов—плагиигранитов, более поздние (128—144 млн. лет) — сиенит-гранитной. В северной части Анарек-Хурского массива установлены мезозойские (147—158 млн. лет) интрузии пестрого состава (от габбро до гранитов), а в разрезах триасовых отложений зафиксированы пирокласты кислых вулканитов.

Альпийская эпоха выделяется резкой активизацией магматических процессов. В меловое время был сформирован офиолитовый комплекс Наин-Зеварской зоны, представленный дунит-гарцбургитовой, габбро-плагиигранитовой, спилит-кератофировой и порфиритовой формациями. Одновременно с формированием офиолитов Наин-Зеварской зоны на востоке АРР во флишевом трогге зоны Биабанак образовались породы габбро-диабазовой формации. Наибольшей активности альпийский магматизм достиг в эоценовое время, когда возник Центрально-Иранский вулканический пояс. С вулканоплутонизмом этой эпохи связано формирование значительного объема оруденений (рис. 5).

Эоценовый вулканоплутонический комплекс* имеет наложенный характер, причем в зоне Кух-е Дом он повсеместно распространен при наиболее полном формационном наборе вулканитов, а на кристаллических массивах имеет пятнистое развитие и неполный эволюционный ряд. Вулканиты принадлежат к центральному или трещинному типам. В зоне Кух-е Дом они формировались в лагунных бассейнах, восточнее — преобладали наземные условия. Вулканиты и субвулканические образования относятся к орогенной базальт-андезит-липаритовой группе формаций, по Ю.А. Кузнецову. Вулканизм отличается разнообразием состава — от базальтов и андезито-базальтов через андезиты (трахиандезиты) и дациты до риолитов и трахитов. Все эти породы были отнесены к трахиандезитовой, риодацитовой и андезито-базальтовой формациям. Последовательность их формирования (гомодромная — антидромная) отражает эволюцию эоценового магматизма во времени.

Соотношение между кислыми и более основными продуктами извержений изменчиво, но в целом преобладают первые, что обусловлено, видимо, широким развитием промежуточных верхнекоровых магматических очагов. В породах развиваются процессы поствулканического изменения — пропилитизация, аргиллитизация, образование вторичных кварцитов, пиритизация. Комагматичные интрузии гранитоидов в зоне Кух-е Дом относятся к диорит-гранодиоритовой формации, а в выступах фундамента Анарек-Хурского массива — к монционит-

* Включает также трахибазальтовую формацию раннего олигоцена, имеющую незначительное распространение.

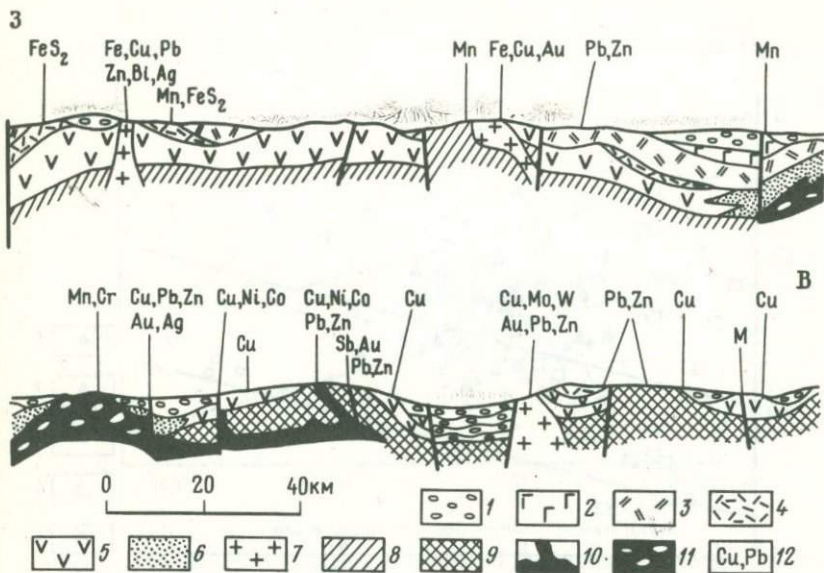


Рис. 5. Схема строения и рудоносности эоценового вулканического пояса в АРР.

1 – олигоцен-миоценовая моласса; 2–3 – средний-верхний эоцен: 2 – андезито-базальты, 3 – риодацитовые туфы, игнимбриты, туффиты, конгломераты; 4–6 – нижний эоцен: 4 – риодациты, их туфы, 5 – трахиандезиты, андезиты, их туфы, 6 – дикий флиш; 7 – позднеэоценовые гранитоиды; 8–9 – доэоценовое основание: 8 – зоны Кух-е Дом, 9 – Анарек-Хурского массива; 10 – ультрамафиты; 11 – серпентинитовый меланж; 12 – основные типы оруденения (FeS_2 – серноколчеданное с Cu , Pb , Zn , Mo , Au , Ag ; М – монтмориллонитовые глины)

граносиенитовой. Завершает ряд трахибазальтовая формация, образование которой приходится на начало олигоцена.

Анализ петрохимических характеристик всех формаций показывает, что породы трахиандезитовой формации относятся к известково-щелочной серии с несколько повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 6–8%), они являются низкоглиноземистыми (14–16% Al_2O_3), низкотитанистыми (0,6–1% TiO_2), калиево-натриевыми (рис. 6, 7). По периферии Анарек-Хурского массива в породах этой формации отмечается увеличение щелочности в среднем на 1%. Вулканы риодацитовой формации отличаются высокой щелочностью (> 8%), калий в них преобладает над натрием.

Породы андезито-базальтовой формации по сравнению с однотипными породами других формаций имеют наименьшую щелочность, являются калиево-натриевыми и высокоглиноземистыми (17,9% Al_2O_3), низко-

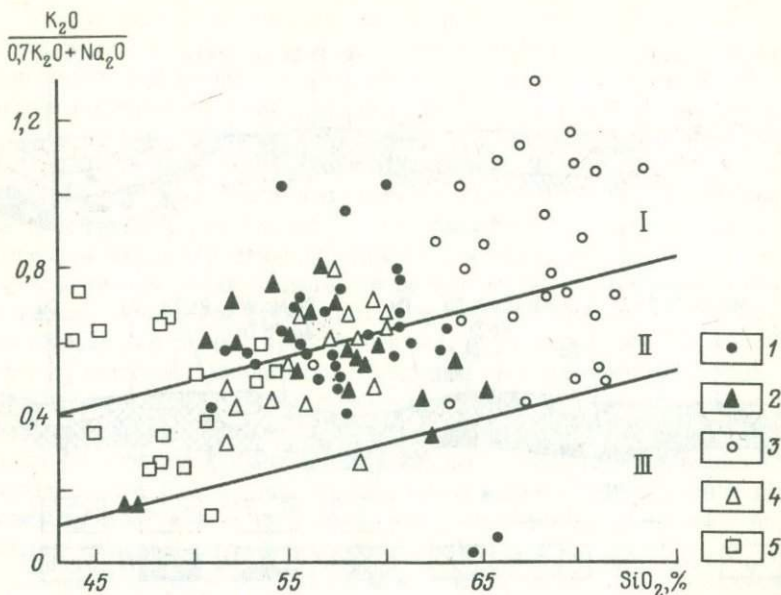


Рис. 6. Диаграмма типа щелочности эоценовых вулканитов.

Вулканические формации: 1 – трахиандезитовая в зоне Кух-е Дом, 2 – трахиандезитовая в краевой части Анарек-Хурского массива, 3 – риодацитовая, 4 – андезито-базальтовая, 5 – трахибазальтовая; поля развития пород: I – калиевых, II – калиево-натриевых, III – натриевых

титанистыми, низкомагнезиальными, низкожелезистыми. Породы трахибазальтовой формации соответствуют уже щелочной серии и относятся к калий-натриевым. Все рассмотренные формации по петрохимическим особенностям в общем близки соответствующим формационным типам по В.Л. Масайтису и др. Две выделенные интрузивные формации различаются по содержанию щелочей. Средняя щелочность пород диорит-гранодиоритовой формации 6,46 %, а близких по кислотности пород монцонит-граносиенитовой формации 8,93 % при повышенных содержаниях Fe, CaO, MgO. Для обеих формаций характерны калиево-натриевые, реже калиевые породы.

В АРР выделяется гипербазитовая формация – тела преимущественно серпентинитового состава, "выжатые" на поверхность по зонам глубинных разломов и в некоторых случаях имеющие на глубине корни в виде крупных офиолитовых масс. Возраст этих пород неясен, но время их наиболее активного протрудирования увязывается с раннеолигоценовой и позднемиоценовой складчатостью. Эти породы – одни из са-

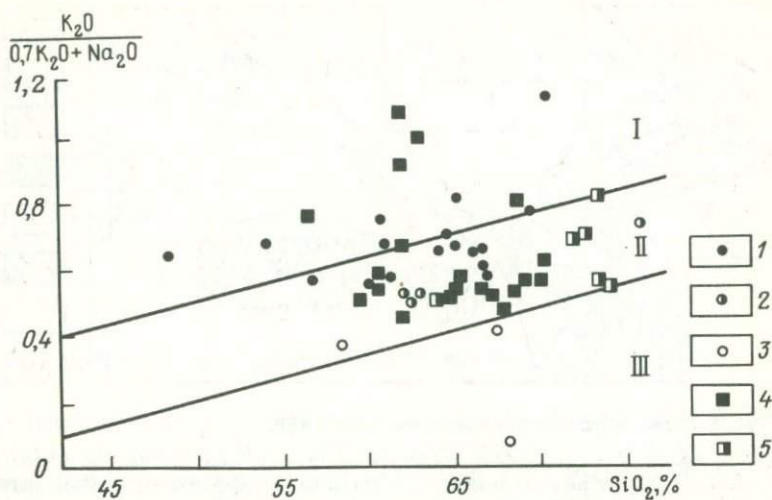


Рис. 7. Диаграмма типа щелочности эоценовых гранитоидов.

1-3 - диорит-гранодиоритовая формация, интрузивные массивы: 1 - Кухе-Дом, 2 - Нахлак, 3 - Пакух; 4-5 - монзонит-граносиенитовая формация, интрузивные массивы: 4 - Кал-е Кафи, 5 - Анарг; I, II, III - см. рис. 6.

мых древних магматических образований регионов, одновременно они являются наиболее молодыми по времени проникновения в верхние структурные ярусы.

ТИПЫ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Региональные аэрогеофизические съемки, выполненные сотрудниками советской экспедиции (Б.В. Лола, А.И. Щеглов и др.), а также ирано-американской аэромагнитной группы (Э. Юсефи, Дж. Фридберг), позволили обосновать структурно-тектоническую модель, удовлетворяющую магнитному и радиоактивному полям АРР. Полученные в результате этих работ материалы дополняют геологическую характеристику тектонических структур региона. Анализ всех аэрогеофизических данных позволил выделить на площади АРР семь типов физических полей (рис. 8). Наиболее сложные дифференцированные поля наблюдаются на площадях развития эоценового вулканоплутонического комплекса. Выступы докембрийского-нижнепалеозойского фундамента сложены практически немагнитными породами, обладающими очень низкими концентрациями радиоактивных элементов. Аналогичную характеристику имеют осадочные структурные комплексы всех тектонических зон региона.

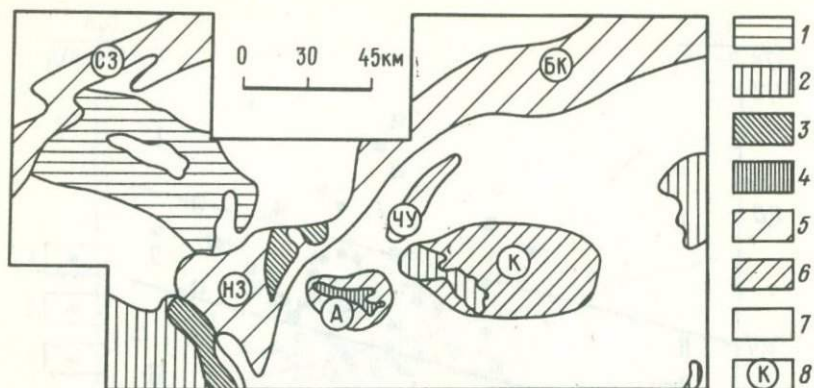


Рис. 8. Схема зональности физических полей АРР.

Типы полей: 1 – мозаичное дифференцированное слабомагнитное и высокое дифференцированное радиоактивное, 2 – мозаичное дифференцированное магнитное и повышенное дифференцированное радиоактивное, 3 – мозаичное дифференцированное магнитное и низкое спокойное радиоактивное, 4 – осложненное сильнодифференцированное магнитное и низкое спокойное радиоактивное, 5 – крупные линейные и аномальные магнитные зоны, осложненные локальными экстремумами; низкое спокойное, местами дифференцированное радиоактивное, 6 – крупные изометричные магнитные аномалии, осложненные локальными экстремумами; низкое радиоактивное, 7 – слабо интенсивное (фоновое) магнитное, осложненное отдельными аномалиями; низкое спокойное радиоактивное; 8 – офиолитовые зоны: СЗ – Северо-западная, БК – Большая Кевирская, НЗ – Наин-Зеварская; массивы: А – Анарекский, К – Кашкинский, ЧУ – Чупананский

Наиболее важная информация получена по офиолитовым телам, которые находят четкое отображение в магнитном поле в виде линейных аномалий, отождествляемых с шовными зонами или отдельными крупными массивами. Расчетные глубины их нижних кромок находятся в пределах 15–20 км, что подтверждает их глубинное заложение, а поверхность располагается на глубинах от 0 до 5 км, иногда они выходят на поверхность в виде меланжа или серпентинитовых протрузий. Вся совокупность этих объектов показывает, что метаморфический фундамент в АРР, если представлять его как единый по физическим свойствам слой, разбит офиолитовыми зонами на серию крупных блоков, а в некоторых случаях имеет под собой офиолитовую подложку (Анарекский и Кашкинский офиолитовые массивы). В частности, для участка месторождения Патиар (по материалам наземной магнитной съемки) на ЭВМ выполнены подборы структурной модели, показавшие, что пластины ультрамафитов вертикально погружаются на 1–2 км, а затем, постепенно выполаживаясь, на глубине 2–12 км образуют единый массив.

Наибольшее распространение имеют Северо-Западная и Большая

Кевирская офиолитовая зоны. Первая — имеет северо-восточное простирание при ширине 15–20 км и характерный изгиб в центральной части, по-видимому, обусловленный более молодым смещением. Вторая зона шириной 10–30 км совпадает с одноименным разломом и служит продолжением Наин-Зеварской зоны. Последняя резко расширяется к северо-востоку, указывая на общее раскрытие шва в этом направлении. Есть основания предполагать, что Анарекский и Кашкинский офиолитовые массивы представляют собой фрагменты единой зоны, расчлененной на блоки более молодыми разломами. Отсюда можно сделать вывод об относительно более древнем возрасте этой предполагаемой зоны по сравнению с Северо-Западной и Большой Кевирской.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР

Одна из главных особенностей структуры АРР, существенно повлиявшая на его развитие в фанерозое, — наличие древней континентальной коры. Первоначальный структурный план байкальского фундамента не поддается реконструкции: складчато-метаморфическое основание крайне неоднородно и образовано разнотипными комплексами. По мнению Е.Ф. Романько, Л.Н. Морозова, Ю.С. Перфильева и др., оно сформировалось, по-видимому, в результате скучивания континентальных блоков и не является "единым байкальским фундаментом" Центрального Ирана. "Составной" характер структур фундамента, возникших не на месте образования исходных метаморфических комплексов, подтверждают и приводившиеся региональные геофизические данные. Об этом также свидетельствует наличие линейных зон низкотемпературного метаморфизма повышенных давлений. Неоднократные структурные осложнения и наложение метаморфизма довершили формирование фундамента, "зашифровав" разнообразные толщи под структурную (моноклинальные пакеты или каскады мелких складок) и фациальную (зеленосланцевый метаморфизм) однородность. Своеобразной "смазкой" при формировании такой мозаичной структуры служили гипербазитовые тела. Древние датировки пород фундамента, стертые более поздним метаморфизмом, К/Аг методом не регистрируются. Наиболее ранний — байкальский или добайкальский метаморфизм зафиксирован Д. Рейром, С. Мохазезом только по единственному Rb/Sr значению — 845 млн. лет. По-видимому, ярусные структуры метаморфического фундамента Анарек-Хурского и Пошт-е-Бадамского кристаллических массивов, а также зоны Чах Паланг в основном сформировались в результате байкальской—раннекаледонской (салаирской) складчатости, но существенные осложнения они испытали в последующем.

В палеозое на большей части территории господствовал режим, близкий к платформенному, однако в зоне Кух-е Дом, по-видимому, существовала геосинклинальная обстановка (палеозойский комплекс

с изотопным возрастом метаморфизма около 210–220 млн. лет). Теперь уже очевидно, что выдержанные по площади датировки метаморфитов Анарек-Хурского массива (300–390 млн. лет) свидетельствуют о значительном проявлении герцинского термотектогенеза в регионе и могут быть связаны с развитием каледоно-герцинских рифтоподобных структур, реликты которых сохранились по обрамлению Анарек-Хурского массива (в зонах Кух-е Дом и Чах Паланг). По-видимому, некоторые из этих структур имели офиолитовое заполнение. Так, тектонизированные породы офиолитовой (?) ассоциации обнаружены в шовной зоне по границе зон Чах Паланг и Биабанак, а фрагменты таких пород были найдены в обломочном материале терригенных триасовых и даже верхнепалеозойских отложений чехла Анарек-Хурского массива.

В мезозое возникли ограниченные по размерам структуры типа авлакогенов, выполненные мощными терригенными (а за пределами АРР и угленосными) формациями. Развитие этих структур сопровождалось активизацией прилежащих частей массивов (датировки метаморфитов 170–180 млн. лет) с внедрением небольших гранитоидных массивов (около 130–180 млн. лет). Наличие таких внутриконтинентальных, в целом амагматичных структур (зоны Чах Паланг и Биабанак) — характерная черта региона, указывающая в основном на особенности его мезозойского развития, — отсутствие в Центральном Иране обширных пространств с океанической корой, предполагавшихся рядом исследователей: М. Такин, М. Сабзеи, Х. Фёрстер, Л.П. Зоненшайн, Л.А. Савостин и др.

В меловое время в рифтоподобной Наин-Зеварской зоне локально формировался комплекс офиолитов и глубоководных осадков. Эта структура в отличие от других зон прошла принципиально иной путь развития: она возникла в результате деструкции континентальной коры. В результате сквозькорового раздвига образовался глубокий рифт и на базит-ультрабазитовом основании формировался вулканогенно-осадочный слой новой коры океанического (точнее, субокеанического) типа. В начале эоцена растяжение в бортах рифта сменилось сжатием, мел-палеоценовый слой океанической коры был смят, а его отдельные блоки сцементированы ультрамафитовой протрузией. Остаточный прогиб заполнился олистостромовым комплексом. К концу раннего эоцена эта структура полностью закрылась.

В раннем эоцене началось формирование Центрально-Иранского вулканического пояса, главная особенность которого проявилась в резко дискордантном характере на всем его протяжении. В АРР вулканические постройки наложены на самые разнообразные структуры (см. рис. 5), включая зону раннеэоценового сжатия (Наин-Зеварскую). Следовательно, к моменту заложения этого вулканического пояса сформировалась структура его единого неоднородного основания, а возникновение и вещественно-временная эволюция этого пояса не

обусловлены геосинклинальной предьсторией. Это обстоятельство важно для уяснения природы самого вулканического пояса.

Кайнозойским вулканоплутонизмом и рудообразованием была охвачена вся восточная часть Средиземноморского пояса — от Балкан до Афганистана [11, 16, 24]. Природа этих процессов неясна. Очевидно, связывать их с эволюцией отдельных альпийских складчатых зон при таких масштабах вулканизма и значительных глубинах питающих очагов не следует. На это также указывают Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский, связывая вулканизм с процессами разрушения континентальной коры при всей неопределенности их геодинамической природы. А. Новрузи, М. Такин, М. Сабзеи, Л. Рику [1, 33] и другие исследователи связывают образование вулканического пояса со столкновением Африкано-Аравийского и Евразийского материков и ряда микроконтинентов. Такая модель структурно согласуется с центральным отрезком пояса в Иране, но на ее основе трудно объяснить вулканические ареалы Восточного и Северного Ирана [34], Афганистана [6], Памира [16]. Скорее всего, формирование этой структуры отражает альпийскую аккрецию — масштабные преобразования и становление молодой континентальной коры всей восточной части Средиземноморского пояса.

Таким образом, Центрально-Иранский вулканический пояс образовался без предшествующего геосинклинального этапа развития: это автономно наложенный пояс, возникший в результате резкого усиления тектонической активности прилегающей области и процессов магмообразования в верхней мантии и континентальной коре. По всем этим признакам структура пояса может быть определена как структура тектономагматической активизации. По классификационным признакам, разработанным Г.М. Власовым в 1979 г., он близок к краевым вулканическим поясам. В то же время вслед за формированием этого пояса в Центральном Иране начинается орогенный этап развития. Вулканические покровы образуются в субэпиральной обстановке, перемежаются с молассовыми образованиями, по составу относятся к известково-щелочной орогенной формации — порфировой в широком смысле, или базальт-андезит-липаритовой, по Ю.А. Кузнецову. Это дает основание определять эоценовый вулканизм как орогенный, точнее — раннеорогенный. Именно поэтому определения "комплекс тектономагматической активизации" и "орогенный вулканический комплекс" используются далее как синонимичные, но подчеркивающие разные особенности данной, важнейшей в металлогеническом отношении вулканической структуры. Однако в определении ее у исследователей нет единодушия: Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский считают эоценовый вулканизм Ирана предорогенным, то есть геосинклинальным, Г.А. Твалчрелидзе [24] — вторично-геосинклинальным, М.Б. Лордкипанидзе [11] — вулканизмом активной континентальной окраины и т.д.

Развитие вулканического пояса в раннем олигоцене завершилось

складчатостью, отмечающей начало позднеорогенного этапа. В этот этап происходит формирование депрессий и межгорных впадин, выполненных красноцветной олигоцен-миоценовой и сероцветной плиоцен-четвертичной молассой. Эти прогибы тоже имеют наложенный характер, но уже отличаются от вулканических структур планом размещения, отражающим отсутствие прямой унаследованности раннеорогенных структур новейшими. За пределами АРР в позднеорогенный этап еще продолжается неоген-четвертичный вулканизм, однако с течением времени вулканические ареалы неуклонно сокращаются. При этом, по данным Х. Фёрстера, К. Фезефельда и М. Кюрстена, не происходит принципиальной смены типа вулканизма от эоценового раннеорогенного к неоген-четвертичному позднеорогенному этапам.

В конце олигоцена—миоцена отмечается последняя морская трансгрессия. Мелководный внутренний бассейн окружал вулканические острова, поднявшиеся в эоцене, и ингрессировал во внутригорные впадины. Послемиоценовая? (позднемиоценовая?)* и плиоцен-плейстоценовая фазы складчатости довершают формирование альпийских структур. Современные депрессии наследуют олигоцен-миоценовые прогибы, но площадь их сокращается за счет вовлечения в новейшие поднятия. Продолжается рост поднятий, превратившихся из первичных возвышенностей в современные горные массивы. Оформление современной морфоструктуры региона протекало без участия вулканических процессов, но косвенные признаки (термальные источники, травертиновые покровы, новейшие разломы и протрузии, сейсмичность и другие) указывают на сохранение активности эндогенных процессов и на современном этапе.

Следовательно, в истории геологического развития региона можно выделить основные этапы развития.

1. На территории АРР, как и во всем Центральном Иране, развита древняя континентальная кора, созданная в байкальскую—раннекаледонскую (?) эпоху и испытавшая впоследствии неоднократные структурно-вещественные преобразования.

2. Палеозойское (каледоно-герцинское) время характеризуется на большей части территории платформенным режимом, однако отмечаются и реликты труднореконструируемых геосинклинальных и рифтоподобных структур, завершивших развитие в герцинскую и киммерийскую эпохи (от 300 до 220 млн. лет).

3. В мезозойское (киммерийское и раннеальпийское) время на континентальной коре локально развивались прогибы типа авлакогенов, а значительные пространства с корой океанического типа отсутствовали.

* Точнее по геологическим данным не датирована. Везде далее в тексте для краткости условно именуется позднемиоценовой.

4. В начале альпийской эпохи в сквозьковом рифте кратковременно существовал бассейн с океанической корой, закрывшийся в результате последующего сжатия континентальных блоков и раздавливания фрагментов этой коры.

5. Собственно альпийская эпоха характеризуется резкой активизацией тектономагматических процессов и распадается на два этапа — ранне- и позднеорогенный. На первом этапе (эоцен) сформировался наложенный Центрально-Иранский вулканический пояс, в позднеорогенном этапе (начиная с олигоцена) образуются новейшие впадины и оформляются современные горные массивы.

Таким образом, главная особенность структуры региона — это наличие древней континентальной коры, испытавшей в эпохи сжатия многократные осложнения, а в эпохи растяжения — локальную (в рифтогенных прогибах) деструкцию. Примером может служить Наин-Зеварская офиолитовая зона. Подобные ей структуры локального разрушения континентальной коры отражают сложность и возвратность аккреции в Центральном Иране. Именно таковы принципиальная особенность и направленность этого процесса в данном регионе. Эта модель отлична от бытовавших представлений как об изначальном едином байкальском основании, так и о существовании здесь в мезо-кайнозойском обширного бассейна с океанической корой.

Глава 2

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППИРОВКА И ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППИРОВКА

Рассматриваемые месторождения* систематизированы на основе генетической классификации В.И. Смирнова [21], с небольшими изменениями и конкретизацией применительно к условиям АРР (табл. 2). Для полноты представления о генетическом многообразии оруденения в АРР здесь приведены и экзогенные месторождения, детально не рассматриваемые в настоящей работе.

Генетическая позиция месторождений определяется совокупностью признаков: геологической ситуацией, соотношением с магматическими

* В соответствии с традициями Иранской геологической службы месторождениями называются независимо от масштабов объекты, на которых ведутся или велись в прошлом добычные работы.

Таблица 2. Генетические типы месторождений АРР (на основе классификации В.И. Смирнова [21])

Серия	Группа	Класс	Ведущее и сопутствующее (в скобках) оруденение	Типовые месторождения и рудопроявления (в скобках даны их номера на рис. 9).
Эндогенная	Магматическая	Позднемагматический	Хромиты	Сохраче (52), Хосейнабад, Гел-е Гоунегу
	Пегматитовая		Слюда-мусковит	Джандак (8)
	Скарновая		Fe	Горгаб I (9), Кух-е Дом III (11)
			Cu (W, Au)	Проявления
	Гидротермальная	Плутоногенный	Cu-Mo (Au)	Кал-е Кафи (41)
			Cu (Mo, Au)	Таль-е Сиах (47), Кух-е Дом II, IV (15, 16), Чах Паланг (58), Анарг (56)
			Pb-Zn (Au, Ag)	Сиах Кух (57), Хуни (35), Горгаб III (10)
			Au	Кух-е Дом I (12), Восточный Хуни (36)
			Fe	Пакух (51)
			Ag-Bi	Горгаб IV (14)
		Вулкано-генный	Cu	Шекараб (21)
			Pb-Zn (Ag)	Зах (2), Ризаб-е Мариам (17)
			Cu-Ni-Co (As, U, Ag)	Мескани (44), Талмеси (43)

	Вулканогенный	Колчеданное (Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag)	Пирюзе (28) Чах Гирех (19) Чах Сефид (22)
		Au	Чах Алихан (18)
		Fe	Проявления
		Mn	Манганиз (20)
		Бентонит, барит, алунит	"Бентонит" (26), проявления
	Теллурмальный	Pb-Zn (Cu, Ag, Sr)	Нахлак (25), Гоуд (37), Чах Милех (33), Гуречех-е Берендж II, III (4)
		Cu	Богорог (23), Дому (46), Расур (32), Гуречех-е Берендж I (4)
		Cu-Ni-Co-Pb-Zn (As, Au, Ag)	Гоуд-е Морад (38); Себарз (39)
		Sr (Pb)	Талхе (1), Гуречех-е Берендж IV (6)
		Sb (Au)	Патиар (48), Торкемани (50)
		Hg	Проявления
		Au	Проявления
		Fe, Fe-Mn	Холу Хейдер (40), Восточный Торкемани
Бирюза, магнезит, тальк, асбест, ангидрит	Чах Пошти (5), Кух-е Ранж (55), проявления		
Метаморфогенная	Метаморфизованная	Северный Чах Паланг (53)	

Продолжение табл. 2

Серия	Группа	Класс	Ведущее и сопутствующее (в скобках) оруденение	Типовые месторождения и рудо- проявления (в скобках даны их номера на рис. 9).
Экзогенная	Выветрива- ния	Остаточный	Гидромагнетит, минеральные краски, сера	Мелкие месторождения
		Инфильтра- ционный	U (Ra)	Мухоммадабад
			Fe	Проявления
	Осадочная	Химический, биохими- ческий	Mn	
Гипс, поваренная соль, каусто- биолиты				Хонч, Араб, проявления

образованиями (видимым или предполагаемым), структурно-морфологическими чертами, особенностями минерального состава и сопутствующих вторичных процессов, некоторыми дополнительными критериями (возрастными, геохимическими, термобарическими, изотопными и другими) и, наконец, — аналогиями с объектами, генезис которых установлен. Большие трудности связаны с определением генезиса тех месторождений, которые, с одной стороны, не ассоциируют с продуктами магматизма, а с другой — не дают надежных оснований для вывода об их амагматичности. В таких случаях, трактовка генезиса некоторых из рассмотренных месторождений (и особенно их сложных ассоциаций со смешанными генетическими признаками) в определенной степени условна, и возможны другие интерпретации. Это связано еще и с тем, что полная систематизация месторождений для данного района проводится впервые [19]. Предлагаемая группировка опирается на совокупность признаков и по этим признакам анализировался геологический материал при полевых исследованиях.

Значимость различных генетических групп и классов месторождений в районе не одинакова. Главное место принадлежит объектам гидротермальной группы — 90 % из числа зарегистрированных Металлогенической картой АРР, а среди них — телетермальным месторождениям (54 % от общего числа гидротермальных). Доли вулканогенных гидротермальных месторождений соответственно равны 36 и 10 %. По особенностям минерального состава основные классы месторождений подразделяются на рудные формации. Они включают серии месторождений, образовавшиеся в сходных геологических и физико-химических условиях. В ряде случаев формации подразделяются на субформации, или минеральные типы, характеризующиеся индивидуальными особенностями минерального состава при общности их геологической позиции. Перечень и типовые примеры рудных формаций и субформаций приводятся при характеристике соответствующих главных классов месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По обилию и разнообразию рудной минерализации АРР принадлежит особое место в Иране; здесь сосредоточено много разнообразных, но преимущественно небольших месторождений (рис. 9). В настоящей работе учтены данные по 67 месторождениям и 255 наиболее значительным рудопроявлениям, в числе которых: меди 85, свинца и цинка 64, железа 39, стронция (целестина) 21, золота 20, меди-никеля-кобальта 13, марганца 9, хрома 8 и т.д. В соответствии с табл. 2 дается их обобщенная геологическая характеристика и более подробно рассматриваются типовые объекты. Наибольшее внимание уделяется важнейшим группам и классам месторождений, которые имеют практическое значение.

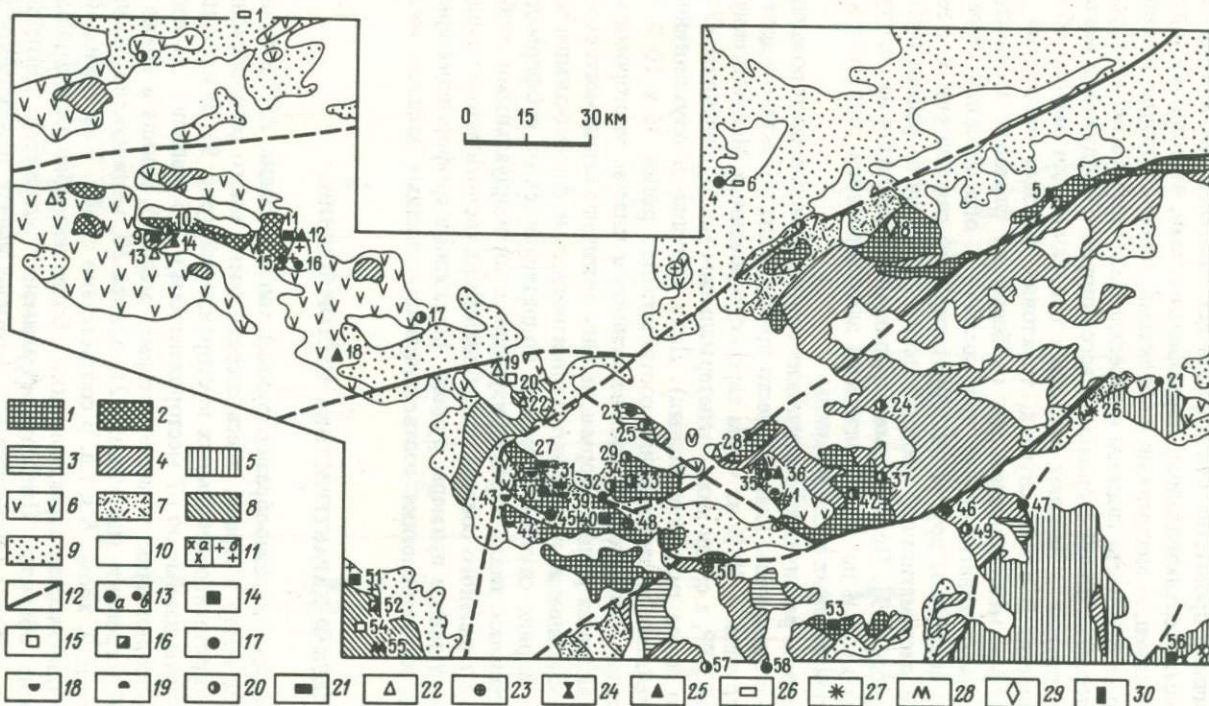


Рис. 9. Схема размещения основных (типовых) месторождений и рудопроявлений АРР.

Складчато-метаморфический фундамент: 1 – верхнепротерозойский–нижнепалеозойский, 2 – палеозойский; 3–5 – складчатые комплексы: 3 – палеозойский–мезозойский, 4 – мезо-кайнозойский, 5 – меловой; 6–7 – вулканоплутонические эоценовые комплексы: 6 – вулканоплутонический, 7 – вулканогенно-осадочный; 8 – альпийский офиолитовый комплекс (меланж); 9 – олигоцен-миоценовая моласса; 10 – плиоцен-четвертичные отложения; 11 – гранитоидные интрузии: а – мезозойские, б – эоценовые; 12 – главные разломы; 13 – основные месторождения (а) и рудопроявления (б): 14 – Fe, 15 – Mn, 16 – Cr, 17 – Cu, 18 – Cu-Ni-Co (с As, Pb, Zn, Au, Ag, U), 19 – Cu-Mo, 20 – Pb-Zn, 21 – Cu-Pb-Zn (с Au, Ag, Sr), 22 – колчеданные (с Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag), 23 – Sb, 24 – Ag-Bi, 25 – Au, 26 – целестина, 27 – монтмориллонита, 28 – магнетита, 29 – мусковита, 30 – биюза; цифрами на рис. обозначены типовые месторождения и рудопроявления

Магматические

К этой группе относятся мелкие хромитовые месторождения, ассоциирующие с протрузивными массивами дунит-гарцбургитовой формации в Наин-Зеварской зоне. Возраст вмещающих ультрамафитов неясен: они или древние мантийные образования, или образованы в мелу. По геологической позиции эти месторождения аналогичны хромитовым месторождениям офиолитовых зон юга Ирана, Турции и Пакистана [25]. Оруденение представлено линзами и неправильными телами вкрапленных и сплошных хромитовых руд размером 0,5–6х0,3–1,2 м. Вмещающие ультрамафиты интенсивно серпентинизированы. Хромит дает изометричные формы, располагается между зернами нерудных минералов, иногда образует включения в них; слабо магнитен, замещается магнетитом; отмечаются зерна пирротина и халькопирита. На месторождениях Сохраче (52)*, Хосейнабад и Гел-е Гоунегу содержание Cr_2O_3 в складированных рудах составляет 25–51 %.

Пегматитовые

Эту группу представляет поле слюдоносных пегматитовых жил [8] в толще верхнепротерозойских гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов Джандакского выступа Анарек-Хурского массива. Предполагается, что эти пегматиты образовались в байкальскую эпоху. В пределах поля насчитывается несколько десятков жил мощностью

* Здесь и далее цифры у названий объектов обозначают номера типовых месторождений на рис. 9 и в табл. 2–5.

5–7 м и протяженностью в десятки метров. Они сложены разноблоковым кварц-полевошатовым агрегатом с обособлениями шерла и мусковита. Пластины последнего достигают в поперечнике 10 см, деформированы, содержат включения кварца; бездефектные участки не превышают 8 см². Жилы частично отработаны.

Скарновые

Проявления этой группы развиты в АРР ограниченно, они связаны с позднэоценовыми гранитоидными интрузивами.

Все объекты скарново-магнетитовой рудной формации по своим масштабам относятся к непромышленным месторождениям (до 15 млн. т). На рудопроявлении Горгаб I (9) железорудные тела располагаются в скарновых останцах-провесах кровли интрузива (рис. 10). "Глубина" таких провесов до 90 м при протяжении более 800 м. Установлено три рудных линзы мощностью 14–16 м, длиной 320–550 м и протяженностью по падению 50–70 м. Тела сплошных руд окаймляются оторочкой (7–16 м) вкрапленного оруденения, местами распространяющегося в интрузивные породы краевой фации. Состав руд (в %): магнетит (46–60), гематит (20–35), пирит (1–10), гидроксиды железа (1–10), редкие зерна ильменита и халькопирита. Среднее содержание (в %): железа в сплошных рудах 55, во вкрапленных 29,9; SiO₂ 12,9, Mn 0,47, P₂O₅ 0,25, Cu, Pb, Zn 0,1–0,03, Bi до 0,01.

На рудопроявлении Кух-е Дом III (11) к амфибол-гранатовым скарнам, развитым по верхнемеловым известнякам на контакте одноименного интрузива, приурочены вкрапленность магнетита, а также несколько тел массивных магнетитовых руд размером (60–150x20–44 м). Средние содержания железа в рудных телах 37,5–47,4 %. Отмечены примеси (в %): Mn 0,23–0,52; P₂O₅ 0,06–0,13; S 0,11–1,54; а также Cu, Pb, Zn, Ni, Co. Главный рудный минерал – магнетит, присутствуют ильменит и гематит, иногда пирит, халькопирит, галенит и сфалерит.

Скарново-меднорудная формация представлена проявлениями халькопиритовой минерализации в скарнах западного контакта Кух-е-Домского интрузива и совместно с золотом, шеелитом и магнетитом – в маломощных зонах скарнирования северного экзоконтакта Кал-е-Кафинского интрузива (медно-вольфрамовая с золотом рудная формация).

Гидротермальные

Гидротермальные месторождения в АРР составляют наиболее многочисленную группу месторождений, а для цветных металлов – важнейшую в промышленном отношении. К этой группе относятся практически

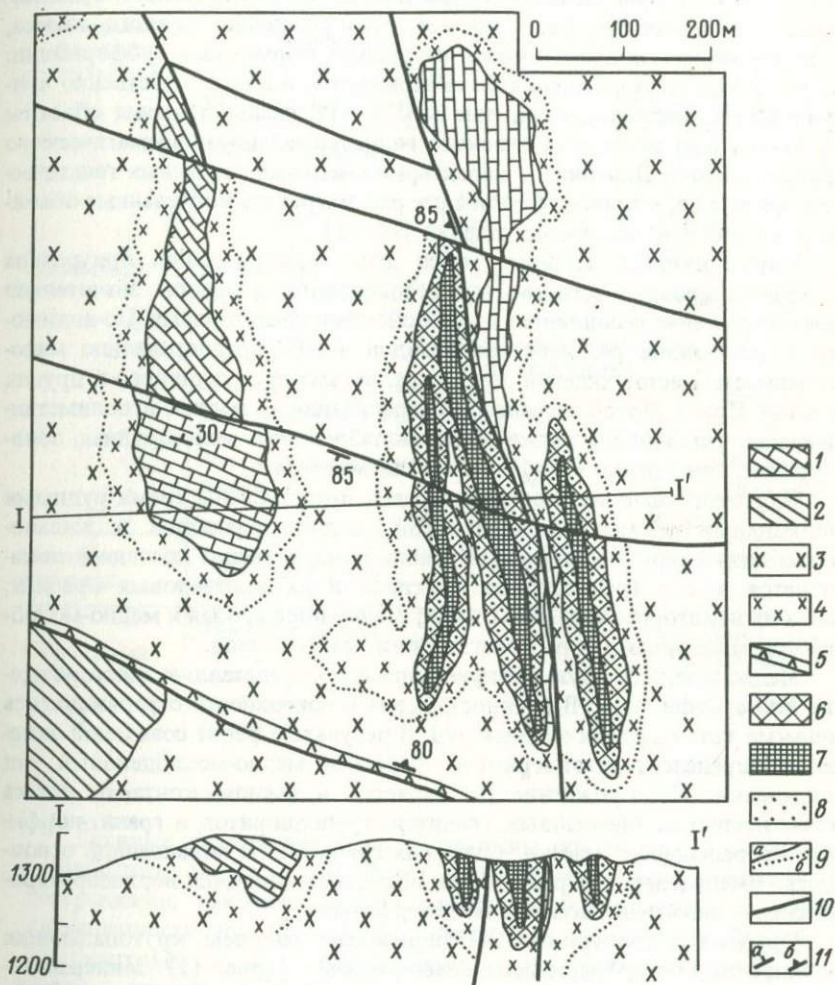


Рис. 10. Схематическая геологическая карта рудопроvincia Горбаб I.

1 - нижнемеловые известняки; 2 - палеозойские филлиты; 3-5 - позднеэоценовые интрузивные породы: 3 - гранодиориты, 4 - диориты, микродиориты, 5 - дациты; 6 - скарны; 7-8 - магнетитовые руды: 7 - сплошные, 8 - вкрапленные; 9 - геологические границы: нормальные (а) и фациальные (б); 10 - разломы; 11 - элементы залегания: пород (а) и разломов (б)

ки все месторождения и рудопоявления свинца и цинка, меди, медно-молибденовые, медно-никель-кольчатые, сурьмы, ртути, золота, целестина и др. Они делятся на три класса — плутоногенный, вулканогенный и телетермальный, причем месторождения каждого класса, в свою очередь, подразделяются на рудные формации и субформации. Колчеданные месторождения рассматриваются в классе собственно вулканогенных месторождений, так как в АРР распространены объекты исключительно поствулканического гидротермально-метасоматического происхождения. Для них не характерно смешение различных генетических признаков, обычно заставляющее рассматривать колчеданные объекты как особый класс месторождений [10, 21].

Плутоногенные. Главная масса этих месторождений приурочена к гранитоидным массивам позднеэоценового возраста, значительно реже оруденение ассоциирует с мезозойскими гранитоидами. По-видимому, ограниченное развитие гранитоидов в АРР предопределило малочисленность месторождений этого типа, весьма продуктивного в других районах Ирана. Преобладающая минерализация — медная и полиметаллическая, установлена также медно-молибденовая, железорудная, золоторудная, очень редко вольфрамовая, висмутовая.

Плутоногенные месторождения меди представлены тремя рудными формациями — медно-молибденовой, медно-порфировой и жильно-метасоматической медно-рудной (табл. 3). Оруденение последней локализуется как в гранитоидных массивах и их контактовых ореолах, так и на некотором удалении от них; медно-порфировая и медно-молибденовая минерализация располагается внутри массивов.

Медно-молибденовую рудную формацию представляет месторождение Кал-е Кафи (41). В древности здесь с поверхности обрабатывались жильные тела окисных медных руд. В результате работ советской экспедиции определена штокверковая форма и медно-молибденовый тип оруденения. Месторождение размещается в южном контакте штока мелкозернистых биотитовых гранитов, гранодиоритов и гранит-порфиров, прорывающего массив эоценовых гранитоидов повышенной основности. Вмещающими породами для последних являются верхнепротерозойские — нижнепалеозойские метаморфиты.

Оруденение приурочено к сопряжению системы крутопадающих субширотных и субмеридиональных разломов (рис. 11). Минерализация сконцентрирована в куполовидном штокверке с размерами 700хх1400 м. Выделяются две минеральных ассоциации — медно-молибденовая и полиметаллическая. Первая формирует рудный штокверк и представлена густой сетью прожилков, вкрапленностью молибденита, халькопирита и других рудных минералов; вторая тяготеет к более поздним крутопадающим меридиональным нарушениям и в основном распространяется за пределы медно-молибденового штокверка. Она представлена кварц-карбонат-сульфидными жилами мощностью до 1 м и протяженностью до 150 м.

Таблица 3. Формации плутогенных месторождений

Минеральный парагенезис	Формация	Субформация	Типовые месторождения
Сульфидный	Медно-молибденовая		Кал-е Кафи (41)
	Медно-порфировая		Тал-е Сиах (47)
	Жильно-метасоматическая медно-рудная	Халькопиритовая	Кух-е Дом II (16) IV (15)
		Cu-Ni-Co-W-Au (условно)	Чах Паланг (58)
		Халькопирит-магнетит-пиритовая	Анарг (56)
	Полиметаллическая		Сиах Кух (57)
Золото-полиметаллическая		Хуни (35), Горгаб III (10), Кал-е Кафи (41)	
Оксидный железный	Гематит-магнетитовая		Пакух (51)
Самородный	Золото-кварцевая		Кух-е Дом I (12), Восточное Хуни (35)
	Серебро-висмутовая (условно)		Горгаб IV (14)

Главные гипогенные рудные минералы штокверка — халькопирит, молибденит, пирит и магнетит. Халькопирит представлен четырьмя генерациями, наиболее распространенная разновидность его образует вкрапленность или прожилки с кварцем и сульфидами. Молибденит распространен в виде вкрапленности (гнездообразные агрегаты до 2 мм с размерами кристаллов до 0,1 мм), прожилков (0,1—10 мм) мономинерального состава или в ассоциации с кварцем (реже с пиритом и халькопиритом), оторочек кварцевых прожилков. Молибденит (95 %-ный концентрат) содержит $3,05 \cdot 10^{-3}$ рения. Пирит образует сростания с халькопиритом и молибденитом, магнетит с пиритом. Второстепенные минералы: борнит, блеклая руда, сфалерит, гематит, галенит, шеелит, труднодиагностируемые минералы висмута; редкие: золото, арсенопирит, ильменит, марказит, пирротин, энаргит. В поздней полиметаллической ассоциации главенствует галенит, отмечаются сфале-

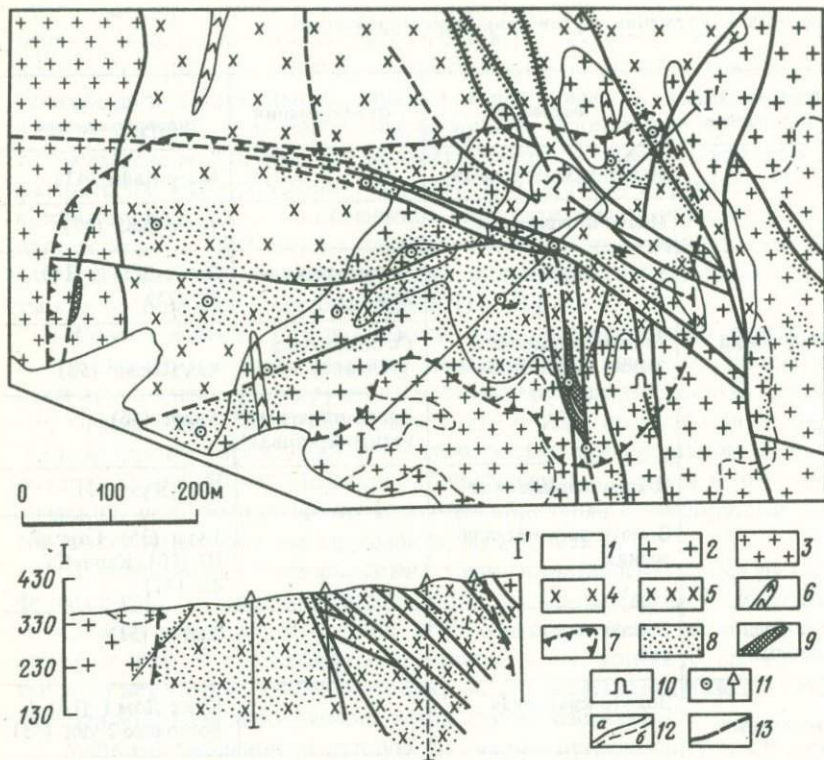


Рис. 11. Схематическая геологическая карта месторождения Кал-е Кафи.

1 — четвертичные отложения; 2–5 — позднеэоценовые интрузивные породы: 2 — граниты, монзониты, сиениты, 3 — граносиениты, 4 — биотитовые граниты, гранит-порфиры, гранодиориты; 5 — диориты, монцогаббро; 6 — дайки диорит-порфиров; 7 — граница штокверка; 8 — гидротермальные изменения пород (окварцевание, аргиллизация, калишпатизация); 9 — жилы, несущие золотополиметаллическую минерализацию; 10 — штольни; 11 — скважины; 12 — геологические границы: нормальные (а) и фациальные (б); 13 — разломы

рит, халькопирит, халькозин, ковеллин, самородная медь, пирит, штроемeyerит, золото (в виде мелких выделений в кварце или в ассоциации с самородной медью).

Образование рудных минералов происходило в несколько стадий за процессами калишпатизации, биотитизации и дорудного окварцевания. Вначале сформировались вкрапленность и мономинеральные прожилки молибденита, затем, в новой системе трещин, — кварц с молибденитом, пиритом и халькопиритом, и, наконец, — пиритовые и кварц-молибденит-пирит-халькопиритовые прожилки. Завершающая поли-

металлическая (с золотом и молибденитом) ассоциация следует после некоторого перерыва и сменяется пострудным кальцитом, а затем ассоциацией железистого карбоната и гипса.

Развитая на месторождениях зона окисления не превышает 10–15 м, но в отдельных случаях окисные минералы отмечаются на глубинах до 250 м. Зона вторичного сульфидного обогащения проявлена новообразованиями халькозина, ковеллина, борнита. В ее верхней части гипергенные сульфиды ассоциируют с оксидными минералами (малахит, брошантит, хризоколла, гематит, церуссит, вульфенит, ярозит, гидроксиды железа и марганца и другие), в нижней – с первичными сульфидами. Содержание меди в этой зоне возрастает в 2–2,5 раза, содержание молибдена уменьшается в 1,5 раза.

Ученные запасы руды на месторождении в разбуренном контуре оцениваются в 245 млн. т при средних содержаниях молибдена 0,026 % и меди 0,26 %, запасы металлов соответственно около 64 и 640 тыс. т. Имеются перспективы расширения объекта. Технологические исследования руд методом коллективно-селективной флотации показали, что извлечение меди и молибдена из них соответственно равно 75,5 и 72,5 % при содержаниях в медном концентрате Cu 23,8 %; Mo 0,12%; Au 4 г/т; Ag 10,6 г/т; а молибденовом – Mo 40 %; Cu 2,5 %; Re $1,85 \cdot 10^{-3}$ %; Au 16 г/т; Ag 28 г/т.

Примером медно-порфировой рудной формации является малоизученное месторождение Тал-е Сиах (47), локализованное в небольшом штоке диоритовых порфиров, прорывающем юрские глинистые сланцы. Пржилково-вкрапленное халькопиритовое оруденение концентрируется в окварцованных диоритовых порфиритах. Рудные минералы: халькозин, борнит, ковеллин, пирит, магнетит, галенит, тетраэдрит, киноварь, малахит, хризоколла, аурикальцит, коникальцит; жильные – кварц, барит, отмечены целестин и стронцианит. В богатых прожилково-вкрапленных рудах содержится до 3,4 % меди, в окварцованных вмещающих породах 0,3–2 %. Оценка первичного геохимического ореола позволяет прогнозировать оруденение на значительную глубину, где оно, судя по повышенным концентрациям молибдена, становится медно-молибденовым.

Плутоногенные проявления жильно-метасоматической медно-рудной формации большей частью являются мелкими рудопроявлениями. Наиболее перспективные рудопроявления Кух-е Дом II и IV. Первое (16) располагается в экзоконтактной части одноименного массива, кровля которого полого погружается к югу и сопровождается скарновой оторочкой по нижнемеловым известнякам.

Медное оруденение послескарновое и приурочено к нарушению на контакте крутопадающей дайки гранодиорит-порфиров и безрудных амфибол-пироксеновых скарнов. Мощность кварц-халькопиритовой рудной зоны 4–30 м при значительной протяженности. Содержание меди

по опробованным сечениям меняется в пределах 0,32–1,12 % и в среднем составляет 0,66 %; отмечено присутствие золота (до 0,3 г/т). Главные рудные минералы: халькопирит, пирит, магнетит, гематит, встречаются галенит и шеелит. Последовательность выделения: магнетит–пирит–гематит–халькопирит. В зоне окисления преобладают малахит и гидроксиды железа, отмечены борнит, куприт, церуссит.

Рудопроявление Кух-е Дом IV (15) располагается в зоне нарушения, секущего гранодиориты. Протяженность минерализованной зоны около 1,6 км, мощность – до 24 м; зона прослежена скважиной до глубины 235 м. Халькопирит в виде гнезд и вкрапленности концентрируется в кварцевых прожилках и участках хлоритизации. Он является наиболее поздним рудным минералом и ассоциирует с пиритом, магнетитом, гематитом и ильменитом. Наблюдаются мельчайшие включения золота в магнетите, гематите замещающем пирит, микропрожилки по границе с кварцевыми зернами. Установлены единичные зерна молибденита. Содержания меди в целом по скважине низкие (0,01–0,05 %), выделяются лишь отдельные рудные интервалы (до 0,9 %).

Из других объектов жильно-метасоматической медно-рудной формации интересно месторождение Чах Паланг (58). В литературе оно упоминается как медное [29]. Геологическая информация по этому объекту ограничена, так как он практически погребен под песками, но своеобразный состав руд заставляет внимательно рассмотреть это месторождение, локализованное в зонах нарушений среди рэт-юрской флишоидной толщи. Рудная минерализация на поверхности представлена исключительно гипергенными медными минералами. В рудном материале из заброшенной шахты условно выделяются три минеральных ассоциации: преимущественно медная, медно-никелевая и кварц-вольфрамитовая. В первой господствуют пирит или халькопирит (до 60–80 %). Последний дроблен и замещается агрегатами борнита, халькозина и ковеллина, содержит выделения (до 0,03 мм) минералов группы теллурувисмутитов и стибитотеллурувисмутитов. Вторую ассоциацию составляет кобальтсодержащий анабергит с оксидными минералами меди, железа и карбонатами. Первичные минералы (пирит, халькопирит, пентландит, смальтин и никелин) сохранились лишь в единичных зернах. Третья ассоциация состоит из крупнозернистых (до 1,5 см) агрегатов вольфрамита (до 70 %), которые секутся прожилками кварца и вторичных минералов. Отмечались пирит, галенит и рутил, в одном случае – зерна берилла (?), а также золото; последнее – или в прожилках серого нерудного минерала в вольфрамите (выделения 0,008хх0,15 мм), или в виде тончайших прожилков в оксидах железа. Золото высокопробное, с небольшой примесью серебра. П. Бариянд указывает на присутствие также халькантита, атакамита, тиролита и шеелита, купрошеелита, тунгстита (по вольфрамиту).

Спектральные анализы всех разновидностей руд показали повышен-

ные концентрации Pb, Zn, Ni, Co, Bi, Ag, а также Sn (до 0,06 %). Таким образом, на этом месторождении находим совмещение обычной для АРР медной минерализации, свойственной только строго ограниченному ряду объектов (Cu-Ni-Co) и не свойственной району—кварц-вольфрамитовой. При этом меднорудную ассоциацию сопровождают теллуридо-стибиотеллуридо-висмутиты, кварц-вольфрамитовую — золото и, возможно, берилл. Неясна минеральная форма серебра и не характерного для района олова.

Весьма своеобразно также месторождение Анарг (56), только условно рассматриваемое как медно-рудное. Оно расположено в узком останце верхнепротерозойских мраморов и метавулканитов между двумя эоценовыми (?) интрузивами. Карбонатные породы участками слабо скарнированы. Оруденение локализуется в системе меридиональных нарушений близ контакта с гранитами, обычно за пределами зон скарнирования. Минерализация прослеживается по разломам на 1,5—2 км. Форма и размеры рудных тел неясны, скорее всего, это согласные крутопадающие линзовидные залежи, неправильные тела, жилы. Руды массивные и образованы в основном магнетитом, пирротином, пиритом, марказитом, гематитом; отмечаются халькопирит, ковеллин, халькозин, сфалерит, арсенопирит, шеелит, молибденит, висмутин, самородный висмут. В целом выделяются три стадии минерализации: ранняя — магнетитовая, последующая — пирротин-халькопиритовая и поздняя — пирит-марказитовая. Последнюю сопровождают сульфиды меди и масса нерудных минералов. В рудах установлено (в %): Cu 0,35—12,4; Zn 0,21—3,7; Pb — 0,11—0,6; Mo до 0,01, As более 1; Co — около 0,05 и Ni 0,01; Au — до 0,5 г/т и Ag 560 г/т.

Таким образом, этот объект представляет медно-рудные месторождения в экзоконтакте гранитной интрузии, не сопровождающемся скарнированием, и сложенные во всех генерациях руд минералами железа при подчиненной роли сульфидов меди и др.

Как видно из описания проявлений жильно-метасоматической медно-рудной формации, в целом среди них намечаются три минеральных типа — халькопиритовый (Кух-е Дом), условно Cu-Ni-Co-W-Au (Чах Паланг) и магнетит-пирит-халькопиритовый (Анарг), выделяемые в соответствующие субформации (см. табл. 3).

Свинцово-цинковые плутогенные месторождения относятся к двум рудным формациям — полиметаллической и золото-полиметаллической. Они обычно залегают в карбонатных породах приконтактных зон или в гранитоидах. Во всех случаях оруденение контролируется разломами.

Месторождение Сиах Кух (57), являющееся примером полиметаллической формации, размещается в триасовых (?) или нижнепалеозойских (?) карбонатных породах, прорванных гранитами не установленного возраста. Оно длительное время обрабатывалось, в настоящее время

законсервировано. Оруденение приурочено к разломам северо-западного направления в экзоконтакте интрузива. Выделяется две рудоносные зоны протяженностью 25 и 200 м и мощностью 4–6 и 20 м, кроме того оруденение отмечается в зонах дробления на контакте известняков с гранитоидами. Форма рудных тел линзообразная, длина их до 80 м, мощность 0,5–4 м. Состав руд пирит-галенит-сфалеритовый. Среди сульфидов преобладают сфалерит и галенит (35–40%), пирит составляет около 5%. Руды богатые: 5–15% Pb и Zn (в сумме). Спектральный анализ показал, что в рудах содержится (в %): Ba более 3; Mn 0,57; Cd 0,06; Cu и Sb 0,02; Sr 0,13; Ag 0,01.

Оруденение золото-полиметаллической формации представлено месторождением Хуни и жильными зонами с поздней минерализацией на медно-молибденовом штокверке месторождения Кал-е Кафи, а также месторождением Горгаб III.

На месторождении Хуни (35) полиметаллическая минерализация локализуется в километре от Кал-е-Кафинского интрузива в доломитизированных мраморах, надвинутых на метаморфические сланцы с линзовидными телами серпентинитов. Возраст этой метаморфической серии позднепротерозойский – раннепалеозойский. Рудовмещающая пачка мраморов собрана в крутые (50–80°) субмеридиональные складки и разбита разноориентированными разломами. Рудная минерализация сосредоточена в широкой (до 300 м) полосе нарушений протяженностью 2 км. Небольшие – (0,2÷0,7) × (3÷40 м) – рудные тела приурочены к зонам брекчирования и трещиноватости в доломитизированных мраморах. Хорошо выражены процессы вторичного изменения вмещающих пород: карбонатизация, окварцевание, каолинизация и серпентинизация. По ультрамафитам образовались антигоритовые породы с порфиробластами "марганцевого магнетита", в которых содержатся микровключения минералов Fe, Co, Ni. В зернах магнетита, заместившего хромит, Д. Адибом обнаружены включения миллерита и зигенита.

Руды из приповерхностной части месторождения представлены доломитовыми брекчиями с медной зеленью и охрами, заключающими реликты галенита, сфалерита, халькопирита, пирита, магнетита; присутствует также золото, изредка – молибденит; отмечены вторичные: халькозин, ковеллин, вюрцит; нерудные: карбонаты, кварц, серицит. Золото в виде тонкой сыпи или гнездовидных скоплений приурочено к кварцу или железистым охрам, гидроксидам железа, вюрциту, малахиту. Наиболее крупные агрегаты оно образует в кварце (до 0,9 × 0,65 мм). Проба золота в кварце 780–840, в гидроксидах железа 920–960. В окисленных рудах Д. Адибом и П. Барияном диагностированы: вульфенит, мурдошит, платтнерит, форнасит, росасит, минералы ряда пироморфит–миметезит, ряда диаболеит–псевдоболеит, церуссит, англезит, котуннит, смитсонит, гидроцинкит, виллемит, гемиморфит, гетеролит, тенорит, атакамит, деклуазит, малахит, азурит, фосгенит,

хризоколла, вторичный ковеллин. Описаны также новые окисные минералы Pb, Zn, Cu (хунит, анаректит, плумангит и др.). Указано на тенденцию к формированию хромсодержащих оксидных минералов (видимо, за счет хрома ультрамафитов).

По данным опробования поверхностных выработок в рудах содержится: Cu 0,42–3,68 %; Pb 0,25–25,82 %; Zn 0,95–11,98 %; Au — до 2,6 г/т; Ag 2,0–64,1 г/т. В прошлом, по-видимому, обрабатывались наиболее богатые полиметаллические жилы и гнезда; сведений о добыче золота в литературе не имеется.

Золото-полиметаллическое месторождение Горгаб III (10) расположено вблизи одноименного гранитоидного массива позднеэоценового возраста. Вмещающие породы — палеозойские метаморфические сланцы. Оруденение контролируется нарушениями и ассоциирует с дайками гранодиорит-порфиров, дацитов и андезитов. Отмечаются крупные кварцевые жилы. Золото-полиметаллические руды выявлены в трех жильных зонах протяженностью 100–220 м и мощностью до 2 м. Главными разновидностями руд являются галенит-сфалеритовые и пирит-сфалерит-галенитовые руды, содержащие примеси халькопирита, арсенопирита, марказита. Нерудные минералы — кварц, карбонаты. В наиболее богатых рудах содержится Pb и Zn — до 22,5 % (в сумме); Cu — до 1 %; Au 1,2 г/т и Ag 63,2 г/т. Бедное полиметаллическое оруденение (сумма Pb и Zn 0,5–1 %) выявлено в пиритизированных углеродистых метаморфических сланцах, причем мощность таких минерализованных зон значительная. Здесь можно ожидать выявление стратиформной колчеданно-полиметаллической минерализации (возможно, с золотом и серебром).

Гематит-магнетитовая рудная формация проявлена в диоритовом массиве, прорывающем эоценовые вулканиты. Месторождение Пакух (51) представлено серией из 20 крутопадающих гематит-магнетитовых жил мощностью 1–8 м и протяженностью 250–800 м, приуроченных к разломам преимущественно северо-западного простирания (рис. 12). Минеральный состав руд (в %): магнетит 25–90; гематит 1–10; лимонит 1–5, а также кальцит и кварц. В искусственных шлихах встречаются пирит, халькопирит, ковеллин, малахит. Содержание железа в рудах 32,1–44,6, прогнозные запасы оцениваются в несколько млн. т.

Плутогенная золото-кварцевая рудная формация характерна для позднеэоценовых гранитоидных массивов Кух-е Дом и Кал-е Кафи. Рудопроявление Кух-е Дом I (12) размещается в эндоконтакте одноименного интрузива. Золоторудная минерализация концентрируется в двух зонах протяженностью 1800 и 800 м, связанных с разломами северо-восточного направления. Установлено шесть жильных кварц-гематитовых рудных тел мощностью до 11 м и протяженностью 60–325 м. Содержания золота до 5,8 г/т, в среднем по рудным телам 0,5–2,1 г/т.

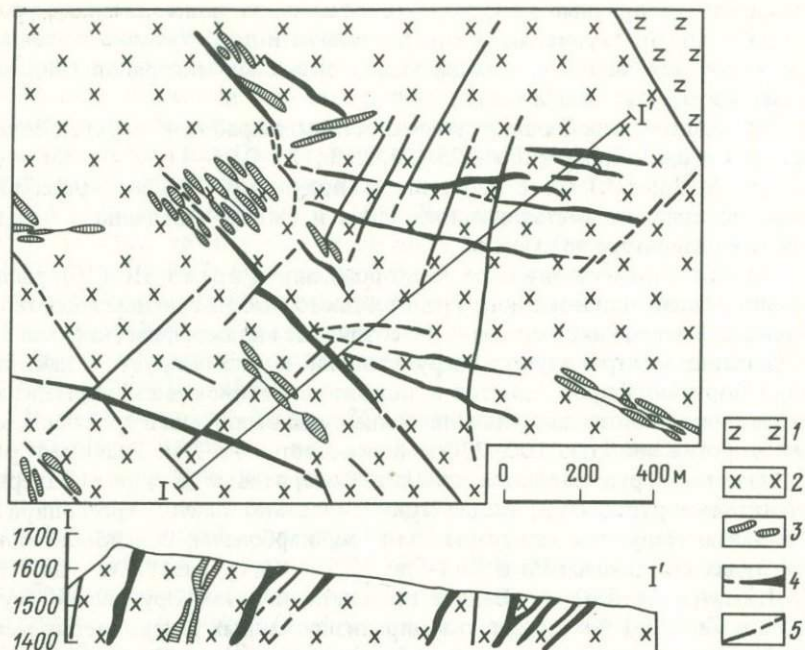


Рис. 12. Схематическая геологическая карта месторождения Пакух.

1 — эоценовые андезиты; 2 — позднеэоценовые диориты, кварцевые диориты; 3 — эоцен-олигоценые субвулканические тела диабазов; 4 — магнетитовые жилы; 5 — разломы

Аналогичное строение имеет золоторудная минерализация в северном экзоконтакте Кал-е-Кафинской интрузии — (Восточное Хуни (36). Оруденение приурочено к зонам нарушений в ороговикованных метаморфических сланцах, реже монзонитах. Золотоносными являются небольшие кварцевые жилы или зоны прожилков. Наиболее крупная зона прослеживается на 300 м при мощности 1–6 м. Отмечается видимое золото (золотины до 0,5 мм), в искусственных шлихах ему сопутствуют висмутин и базобисмутит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, арсенопирит, шеелит, купрошеелит, магнетит, хромит, ковеллин, борнит и др. Содержание золота в среднем около 5 г/т, в отдельных пробах 14–29 г/т.

К намечаемой условно (из-за слабой изученности) жильной серебро-висмутовой рудной формации относится рудопроявление Горгаб IV (14), локализованное в палеозойских метаморфических сланцах, выступающих из-под меловых известняков в восточном экзоконтактовом ореоле Горгабского интрузива. Оруденение контролируется крутым разломом, в зоне которого на 400 м прослеживается барит-гематит-

Таблица 4. Формации вулканогенных месторождений

Минеральный парагенезис	Формация	Типовые месторождения
Сульфидный	Медно-порфировая	Шекараб (21)
	Жильная медно-рудная	Мелкие проявления
	Полиметаллическая	Зах (2), Ризаб-е Мариам (17), Балазун
	Колчеданная	Пирюзе (28), Чах Гирех (19), Чах Сефид (22), Яхаб (3)
Арсенидно-сульфидно-сульфоарсенидный	Медно-никель-кобальтовая (Cu-Ni-Co)	Мескани (44), Талмеси (43),
Самородный	Золото-кварцевая	Чах Алихан (18)
Оксидный	Жильная марганцево-рудная	Манганиз (20) Сепараб (54)
	Жильная гематитовая	Мелкие проявления
Глинистых минералов	Бентонитовая	"Бентонит" (26)
Сульфатный	Жильно-баритовая	Мелкие проявления
	Алунитовая	То же

кварцевая жила мощностью 0,5–1 м. Рудная минерализация в виде вкрапленности, тонких прожилков и гнезд развита в жильной массе и отчасти в окварцованных вмещающих породах. В аншлифах руд из зоны окисления наблюдается сложная смесь псиломелана и гидроксидов железа, имеющих колломорфное и ритмически-зональное строение. В единичных зернах рассеяны пирит, пиротин и магнетит, самородное серебро, висмутин и базобисмутит, арсенопирит, малахит. Отмечен целестин. Опробование показывает неравномерные, в отдельных точках высокие содержания Ag (до 1432 г/т), повышенные содержания Bi (до 1%), Au до 0,4 г/т.

Вулканогенные. В АРР этот класс месторождений имеет большое значение. Преобладающая минерализация – медная, меньше распространена свинцово-цинковая и колчеданная (иногда с Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag), медно-никель-кобальтовая, марганцевая и др. (табл. 4). Вулканогенные проявления меди повсеместно сопровождают поля развития эоценовых эффузивов. С меловой вулканической серией в основном

связано марганцевое оруденение. Характер связи с вулканизмом Cu-Ni-Co минерализации не вполне ясен.

Вулканогенные месторождения меди представлены тремя формациями: медно-порфировой, медно-никель-кобальтовой (Cu-Ni-Co) и жильной медно-рудной. Объекты двух первых рудных формаций залегают в вулканогенных породах и контролируются нарушениями. Для них характерны рудоносные штокверки и существенные изменения вмещающих пород — пропилитизация, аргиллитизация, окварцевание. Жильная медно-рудная формация еще более отчетливо связана с разломами, но для нее характерны только околожильные изменения боковых пород. Она отмечается как в вулканитах, так и нередко в подстилающих их породах или на некотором удалении от вулканических построек.

Примером медно-порфировой формации является заброшенное месторождение Шекараб (21), локализованное в небольшом эоценовом вулканическом покрове. В его пределах развиты зоны метасоматической проработки и медно-рудной минерализации, приуроченные к серии субширотных нарушений в трахиандезитах. Протяженность зон 200—300 м, мощность до 2—2,5 м. Предполагается, что эти зоны представляют собой высокие срезы метасоматических куполов со штокверковым медным оруденением. Выработки вскрывают в приповерхностной части очень богатые руды (до 70—80 % халькозина; до 14,7 % Cu и 0,03 % Mo). Наблюдается позднее гипергенное окремнение: халькозин секут прожилки опаловидного кварца, карбоната, реже баритоцелестина. Главный рудный минерал — по-видимому, гипогенный (частично) халькозин; установлены: халькопирит, ковеллин, галенит, малахит, диоптаз, хризоколл, церуссит, отмечается самородная медь.

Жильная медно-рудная формация представлена многочисленными мелкими проявлениями в зонах нарушений и трещиноватости в эоценовых эффузивах. Жильные минералы: кварц, кальцит, иногда арагонит, барит, опал, изредка присутствуют целестин или стронцианит. Главные рудные минералы: халькозин и халькопирит, наблюдается самородная медь, отмечен бурнонит.

Вулканогенные месторождения свинца и цинка в общем не характерны для АРР. Наиболее заметным объектом полиметаллической рудной формации является в значительной мере отработанное месторождение Зах (2). Оно залегает в нижнеэоценовых вулканогенно-осадочных породах, смятых в складки северо-восточного направления, которые усложнены серией крутых разломов. В ядрах антиклиналей залегают туфы, синклинали сложены переслаивающимися мергелями и известняками. Осадочную и вулканогенную толщи разделяет поток трахиандезитов (20—50 м), к которому и приурочено оруденение, локализующееся в трещинах, оперяющих разлом северо-западного направления.

Рудные тела представлены тремя вертикальными жилами (до 0,3 м), протяженность которых достигает 100 м. Центральная часть жил сложена

сульфидами, зальбанды – кварц-баритовым агрегатом. Состав руд (%): галенит 40, сфалерит 5, пирит-марказит 1, смитсонит 20, кальцит 20, барит 15, церуссит 1. Сфалерит цементирует выделения галенита и одновременно сетется прожилками последнего или образует с ним тонкие мирмекитоподобные сростания. В галените отмечаются включения блеклой руды, в сфалерите – халькопирита. Галенит и сфалерит часто образуют колломорфно-фестончатые формы или колломорфно-зональные минеральные агрегаты, в которых чередуются зоны галенита и сфалерита. Содержания Pb и Zn в рудах достигают нескольких процентов, установлено присутствие Ag (150–250 г/т) и Co (0,1 %).

Другой объект – Ризаб-е Мариам (17) – не может рассматриваться как бесспорный пример вулканогенного оруденения. Это месторождение приурочено к ядерной части антиклинали, сложенной эоценовыми вулканитами, перекрытыми красноцветной песчано-конгломератовой толщей олигоцен. Минерализация локализуется в зоне разлома северо-западного направления, приуроченного к своду антиклинали и секущего как вулканогенную толщу в ядре, так и кроющие ее красноцветы на периклинальном замыкании складки. Оруденение представлено тонкими прожилками, гнездами и вкрапленностью галенита в кварц-барит-кальцитовых жилах мощностью до 0,8 м и протяженностью 3–20 м. Вмещающие вулканиты вдоль разлома окварцованы. Бедная минерализация прослеживается по зоне разлома в вулканитах на протяжении около 4 км и до 250 м на глубину в виде убогой вкрапленности галенита и окисных медных минералов. Неясно, одновозрастно оруденение с вулканитами или оторвано во времени (наложено на них после размыва и перекрытия красноцветной молассой). В пользу первого свидетельствуют присутствие оруденения исключительно в вулканитах и высокая (до вторичных кварцитов) их гидротермальная проработка, в пользу второго – переход по простиранию и восстанию рудоконтролирующего разлома в красноцветную "покрышку" в сопровождении барит-кальцитовой минерализации (редко с галенитом).

Оруденение колчеданной формации размещается в эоценовых трахиандезитах, андезитах, андезитобазальтах, реже дацитах, вулканогенно-осадочных породах и в одном случае (месторождение Чах Сефид) – в кератофирах верхнего мела. Обычно оно концентрируется в зонах гидротермальной проработки вулканитов, имеющих форму метасоматических куполов, линейных или неправильных тел до нескольких сотен метров (реже до 4,5 км) в поперечнике. Зоны, согласные напластованию вулканитов, не отмечались.

Отчетливо проявлен наложенный характер метасоматоза и сопровождающего его оруденения при отсутствии очевидной связи с собственно вулканическими структурами. В то же время устанавливается явная связь таких зон с разломами. Рудная минерализация представлена исключительно мелкозернистым пиритом; сульфиды меди, свинца и

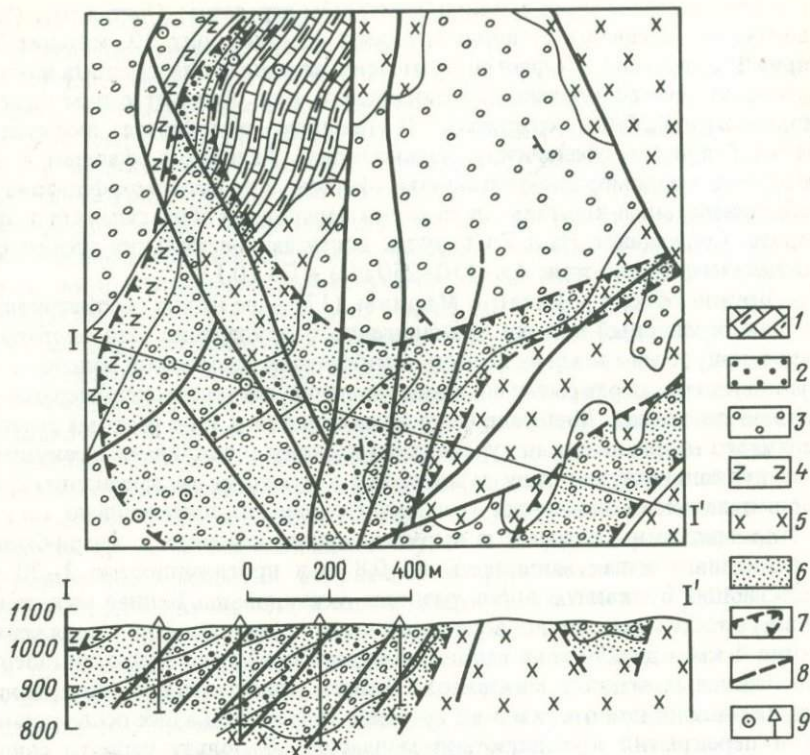


Рис. 13. Схематическая геологическая карта рудопоявления Пирузи.

1–5 – эоцен: 1 – известняки, углисто-известняковые песчаники, гравелиты, 2 – туфопесчаники, 3 – туфоконгломераты и туфы трахиандезитов, 4 – трахиандезиты, 5 – субвулканические трахиандезиты и гранодиорит-порфиры; 6 – гидротермально измененные породы с сульфидным (преимущественно колчеданным) оруденением; 7 – границы штокверка; 8 – разломы; 9 – скважины

цинка присутствуют в небольших количествах, иногда отмечаются арсенопирит, золото, очень редко – молибденит, киноварь, кобальтин. Содержания металлов не достигают промышленных концентраций: Cu, Pb, Zn – до сотых долей процента; Mo и Bi 0,01–0,03 %; Au 0,1–1 г/т и Ag – до нескольких г/т. Отношение Au:Ag 1:(2–60).

Наиболее изученным является рудопоявление Пирузи (28), представляющее собой обширную (900x600 м) рудоносную зону метасоматического изменения эоценовой вулканогенно-осадочной толщи и прорывающих ее субвулканических тел трахиандезитов, гранодиорит-порфиров и дацитов (рис. 13). Зона располагается на южном крыле субширотной грабен-синклинали и приурочена к сети пересекающихся разломов. Метасоматические изменения – пропилитизация, аргиллитизи-

зация, фельдшпатизация, окварцевание — захватывают все породы, но главным образом — вулканиты и субвулканические образования. Рудные минералы: пирит, молибденит, сфалерит, халькопирит, борнит. Пирит образует рассеянную или густую вкрапленность, реже почти сплошные массы; имеет форму таблитчатых, полигонально-многоугольных, неправильных зерен (0,03—0,1 мм) или сростков. Остальные минералы присутствуют в виде мелкой вкрапленности в пирите или образуют тонкие прожилки совместно с кварцем и карбонатами. При этом медно-полиметаллическая ассоциация сульфидов является более поздней, чем молибденит. По данным бурения выделены отдельные рудные зоны мощностью 2—15 м и 0,06—0,03 % Мо (в отдельных интервалах до 0,16 %), а также зоны убогой полиметаллической и медной минерализации. В рудах содержится до 0,2 г/т золота.

Рудопроявление Чах Гирех (19) представляет собой овальную в плане (200x700 м) зону метасоматитов среди андезитов, сопровождаемую серией кварц-баритовых жил с вкрапленностью сульфидов. Она, приуроченная к пересечению разломов северо-восточного и меридионального простирания, имеет следующую зональность (от центра к периферии): гидротермальные аргиллиты—пропилиты—лимонитизированные пропилиты—окварцованные андезиты. Скважины глубиной 130—160 м пересекли густо импрегнированные пиритом измененные вулканиты с редкой вкрапленностью халькопирита.

Аналогичный характер имеет месторождение Чах Сефид (22) в пропилитизированных кератофирах верхнего мела. Его отличает существенно эпидотовый состав пропилитов и наличие эпидот-магнетитовых жил в верхней части зоны метасоматитов. На участках Яхаб (3) и Горгаб (13) зоны гидротермальной проработки вулканитов сливаются в обширные метасоматические поля (2—20 км²), фиксируя прикровельные зоны субвулканических тел. Степень гидротермальной проработки пород и распространение колчеданного оруденения резко меняются по площади таких полей, но их рудоносность остается слабой. На поверхности рудная минерализация представлена в разной степени окисленным пиритом и реже — окисдными медными минералами. Фиксируются разной интенсивности первичные геохимические аномалии Cu, Pb, Zn, Mo, Bi, Ag; в зонах пиритизации установлено Au до 1 г/т, в одном случае — Co 0,1 % (обнаружен также кобальтин).

В АРР представляют интерес немногочисленные (П. Бариянд, Х. Щюренберг и др.) сложные по минеральному составу месторождения, выделяемые в вулканогенную Cu-Ni-Co рудную формацию [29, 37]. По минеральному составу они приближаются к известным месторождениям "пятиэлементной формации". Помимо Cu, Ni и Co, в их рудах содержатся As и в небольших количествах U, Ag.

Месторождение Мескани (44) расположено в южном крыле асимметричной горст-антиклинали, осложненной субширотным разломом

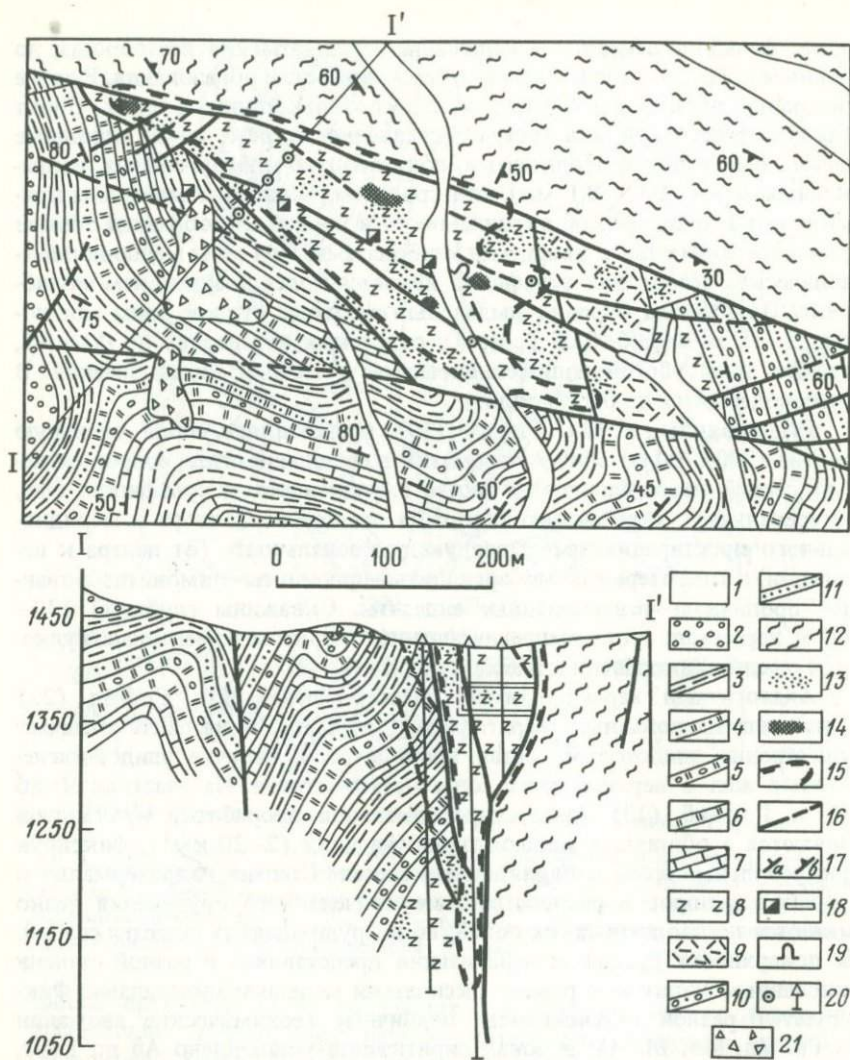


Рис. 14. Схематическая геологическая карта месторождения Мескани.

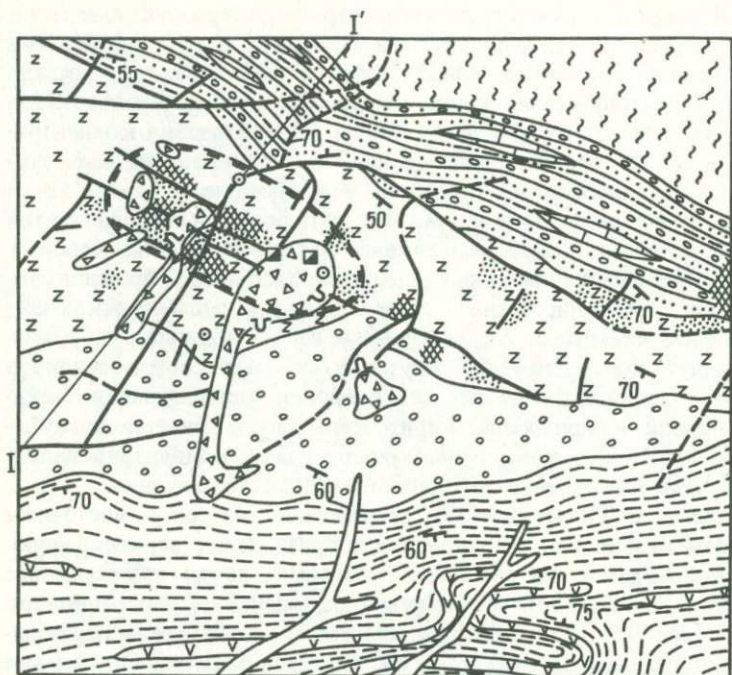
1 – четвертичные отложения; 2 – эоцен-олигоценые конгломераты и конглобрекчи; 3–7 – средний–верхний эоцен: 3 – мергели, 4 – туфогенные песчаники, 5 – конгломераты, 6 – туфы, 7 – известняки; 8–9 – нижний эоцен: 8 – трахиандезиты, трахиандезитобазальты, 9 – трахиандезитодациты; 10–11 – палеоцен: 10 – конгломераты, 11 – песчаники; 12 – верхнепротерозойские метаморфиты; 13 – гидротермальное изменение пород (аргиллизация); 14 – прожилково-вкрапленное оруденение; 15 – границы рудного штокверка; 16 – разломы; 17 – элементы залегания: а – слоистости, б – сланцеватости; 18 – шахты; 19 – штольни; 20 – скважины; 21 – отвалы

(рис. 14). Ядро этой структуры сложено верхнепротерозойскими метаморфитами, крылья — конгломератами палеоцена и вулканогенными породами эоцена. Оруденение локализуется в эффузивах на площади 500x200 м, в тектоническом клине между субширотным сбросо-сдвигом и оперяющим его разломом. Основная минерализация концентрируется в горизонте пропилитизированных и каолинизированных трахиандезитов, практически не проникая в венчающие их туфогенные породы. (В то же самое время убогая стратиформная минерализация фиксируется и выше по разрезу эоценовых и даже в эоцен-олигоценых отложениях). Промышленное оруденение представлено прожилково-вкрапленными, преимущественно халькозиновыми рудами, заключающими небольшие жильные и гнездообразные тела сплошных руд, размещение которых контролируется крутыми сколами северо-западного простирания. С глубиной богатая халькозиновая минерализация сменяется более бедной — пирит-халькопиритовой и прослеживается до глубины около 300 м. Никель-кобальтовая минерализация концентрировалась главным образом в верхней, отработанной части месторождения.

Месторождение Талмеси (43) расположено на северо-восточном крыле грабен-синклинали. В основании разреза лежат верхнепротерозойские метаморфиты, на которых несогласно лежат палеоценовые конгломераты, выше их 150-метровая толща эоценовых трахиандезитов и их туфов (рис. 15). Эту толщу в свою очередь с размывом перекрывают эоцен-олигоценые конгломераты и конглобрекчии. Оруденение приурочено к пропилитизированным и каолинизированным вулканитам, но убогая медноокисная минерализация зафиксирована также в конглобрекчиях, при этом рудные гальки в последних отсутствуют. Месторождение представляет собой штокверковую зону (450x80 м) Cu-Ni-Co оруденения, сокращающуюся по площади с глубиной и прослеженную по падению на 120 м. Оруденение контролируется системой меломптитудных взбросов северного падения, вдоль которых локализуется гнездовая, прожилковая и вкрапленная минерализация, а также рудные жилы мощностью до 0,5 м.

Минеральный состав руд в верхней части месторождений Мескани и Талмеси изучался П. Бариандом и Х. Шюренбергом. Диагностировано более 50 минералов. Среди гипогенных рудных минералов преобладают сульфиды Cu, арсениды Cu, Ni, Co, отмечаются самородные металлы: настуран, галенит и др. Характерно отсутствие сульфидов Ni и Co и редко встречаются сульфоарсениды.

Х. Шюренбергом намечена схема последовательности минералообразования (рис. 16). Наиболее ранними минералами являются самородный висмут и замещающий его висмутин. Ряд арсенидов начинается с муахерита, который замещается никелином и часто находится в сростаниях с халькозином. Время формирования борнита и халькопирита Х. Шюренбергу определить не удалось, но в наших аншлифах халькопи-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18

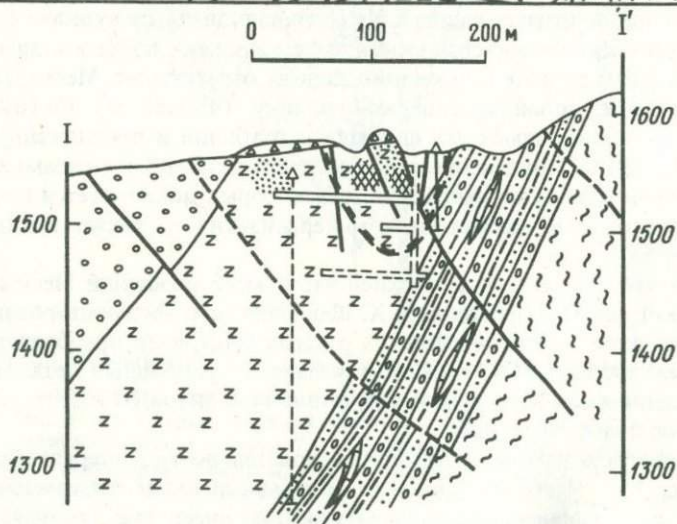


Рис. 15. Схематическая геологическая карта месторождения Талмеси.

1 – четвертичные отложения; 2–4 – эоцен-олигоцен: 2 – мергели, песчаники, 3 – конгломераты, конглобрекчи; 4 – гипсы; 5 – нижнеэоценовые андезиты, туфы; 6–9 – палеоцен: 6 – конгломераты, 7 – песчаники, 8 – мергели, 9 – известняки; 10 – верхнепротерозойские метаморфиты; 11 – гидротермальное изменение пород (аргиллизация); 12 – прожилково-вкрапленное оруденение; 13 – граница рудного штокверка; 14 – разломы; 15 – шахты, 16 – штольни; 17 – скважины; 18 – отвалы

рит наблюдался в реликтовых зернах среди массы халькозина. Халькозин образует единичные зерна, жильные выполнения и сплошные массы, отмечены его сростания с никелином и арсенидами меди – витнеитом, альгодонитом, домейкитом. Далее, по наблюдениям Х. Шюренберга, следуют герсдорфит, раммельсбергит, парараммельсбергит, хлоантит, смальтин, замещающие ранние арсениды (маухерит и никелин). Согласно нашим наблюдениям, происходило чередование зон, сложенных никелином и раммельсбергитом, что говорит о ритмичном отложении этих минералов. При этом отмечено и обрастание никелина маухеритом,

Минералы	Распространение	Содержание	Последовательность формирования
Кварц	■	■	●
Самородный висмут	⋮	⋮	●
Висмутовый блеск (висмутин)	⋮	⋮	●
Маухерит	⋮	⋮	●
Красный никелевый колчедан (никелин)	■	■	●
Барнит	⋮	⋮	●
Медный колчедан (халькопирит)	⋮	⋮	●
Медный блеск (халькозин)	■	■	●
Самородное серебро	⋮	⋮	●
Герсдорфит	■	■	●
Раммельсбергит	■	■	●
Парараммельсбергит	■	■	●
Хлоантит	⋮	⋮	●
Сафлорит	⋮	⋮	●
Шпесовый кобальт (смальтин)	■	■	●
Альгодонит	■	■	●
Домейкит	⋮	⋮	●
Карбонат	■	■	●
Кварц II	⋮	⋮	●
Гематит	⋮	⋮	●
Смоляная обманка	⋮	⋮	●
Карбонат II	⋮	⋮	●

Рис. 16. Парагенетическая схема образования руд месторождений Мескани и Талмеси, по Х. Шюренбергу

т.е. взаимоотношения, обратные наблюдавшимся Х. Шюренбергом. На арсениды и сульфиды накладывается новый ряд: кварц II—гематит—урановая смолка—кальцит. Урановая смолка образует сферолиты (0,01—0,1 мм), с замещением вырастает в ранние минералы или включается в кварц II. В нашей коллекции наблюдались также агрегатные скопления и единичные выделения урансодержащего (7—30%) твердого битума, ассоциирующего с кальцитом.

По мнению П. Барианда, урановая минерализация формировалась одновременно с минерализацией Cu, Ni, Co. По-видимому, противоречивость наблюдений П. Барианда и Х. Шюренберга проистекает из растянутости этапа урановой минерализации — от ранних сульфидов и арсенидов до позднего наложения в виде кварц-карбонатных жил, но скорее всего, главная масса урановой смолки сформировалась в поздний этап. Из других гипогенных материалов, не описанных П. Бариандом и Х. Шюренбергом, упомянем также магнетит (вероятно, дорудный), пирит, марказит, редкие галенит и дигенит.

П. Бариандом и Х. Шюренбергом диагностирован большой набор гипергенных минералов, в котором многочисленную группу составляют арсенаты Cu, Ni, Co, U, Ca, Mg, в том числе редкие: лавендуланит, конихальцит, тиролит, ландакарит, миксит, аннабергит, эритрин, фармаколит, ураноспинит, розелит, метацейнерит, кабрерит. Выделен новый арсенат — талмесит. Отмечаются самородная медь и самородное серебро. Последнее отчасти, возможно, имеет и гипогенную природу. Устанавливаются вторичные витнеит, альгодонит, домейкит. Определены также куприт, тенорит, ковеллин, малахит, азурит, хризоколла, отенит, коннелит, атакамит, гарниерит, заратит, гидрогётит, повеллит и молибдит.

Очевидно, что оруденение по его положению в эоценовых породах не древнее эоцена, но при этом может быть и послезоценовым, о чем свидетельствуют рудные проводники и бедная стратиформная минерализация в кроющих отложениях. Но если допустить послезоценовый возраст минерализации, то нельзя считать ее типичной вулканогенной, от чего трудно отказаться, принимая во внимание характер изменений рудовмещающих пород и морфологию оруденения (метасоматический штокверк). Противоречия обеих версий снимаются, если допустить, что рудная ассоциация Мескани—Талмеси является телескопированной в результате наложения позднего Cu-Ni-Co оруденения на раннее вулканогенное, — вероятно, серноколчеданное (типа Пирузи, Чах Гирех и др.). О позднем наложении арсенидов и сульфидов косвенно могут свидетельствовать безрудность раннего кварца, несовпадение объемов окварцованных и жильно-штокверковых зон, ограниченное распространение пирита, реликты которого распознаются по гнездам и прожилкам гидроксидов железа. За парагенезисом арсенидов-сульфидов Cu, Ni и Co могла следовать урановосмолковая минерализация. Перерыв в рудоотложении между ранней колчеданной и поздней арсенидо-сульфидной

ассоциациями мог быть достаточно длительным, за это время кровля вулканогенной толщи была размыта и перекрыта конглобрекциями эоцена-олигоцена.

Оба месторождения разрабатывались еще в глубокой древности, причем первоначально объектом добычи была самородная медь зоны окисления. С 1937 по 1960 г. месторождения разрабатывались немецкими концессионерами. В первую очередь обрабатывались наиболее богатые руды, содержащие около 20 % Cu. По сообщению Ж. Ладаме, блоки самородной меди достигали массы 0,5 т.

В первые годы деятельности рудника на месторождении Мескани добыча обогащенной (ручной разборкой) руды составляла: медной (Cu 4,5 %) 2000 т, никелевой 20 т, кобальтовой 30 т. На Талмеси: медной 1500 т, никелевой (Ni — более 10 %) 1000 т. Обогащенные руды Талмеси содержали (в %): Ni 26,7 и Cu 16; руды Мескани соответственно: 1,4—13,8; 2,0—22,0 и 2,5—36,60. Средняя (видимо, до рудоразборки) проба медных руд Мескани имела следующие показатели: Cu 2,27 %; Ni 0,6 %; Co 0,09 %; Au 0,3 г/т и Ag 24 г/т.

В последние годы эксплуатации ежемесячная добыча на обоих месторождениях составляла около 450 т руды с 0,83 % Cu, Ni, Co [29]. Всего на месторождении Мескани извлечено около 200 тыс. т руды, т.е. несколько тыс. т металла. В настоящее время месторождения законсервированы, а обогатительная фабрика перерабатывает старые отвалы. В результате работ советской экспедиции оба месторождения оцениваются как мелкие объекты. Запасы медных руд (никель и кобальт в сохранившихся целиках практически отсутствуют) месторождения Мескани составляют 0,5 млн. т (около 10 тыс. т металла) при содержании Cu 1,78 %. Месторождение Талмеси почти полностью отработано.

Представителем золото-кварцевой рудной формации является проявление Чах Алихан (18) — несколько протяженных (до 1 км) золотоносных кварцевых и кварц-гематитовых жил, приуроченных к трем субпараллельным разломам северо-западного направления в верхнеэоценовых вулканитах. В жильных телах отмечается вкрапленность халькопирита. Мощность жил 0,5—5 м. Содержание золота до 2,3 г/т.

Минерализация жильной марганцево-рудной формации ассоциируется с эоценовыми и меловыми вулканическими образованиями. Заброшенное месторождение "Манганиз" (20) представлено шестью крутопадающими рудными жилами в эоценовых трахиандезитах. Мощность жил 1,5—3 м, протяженность 130—300 м. Жилы выполнены брекчиями с рудным цементом. В составе руд преобладают пиrolюзит и замещающий его псиломелан, присутствуют магнетит, гематит, барит и железистый карбонат. Среднее содержание марганца 14,6 %. Запасы руды оцениваются в 200—300 тыс. т. Небольшое отработывавшееся месторождение Сепараб (54) связано с порфиритами мелового офиолитового комплекса. Оруденение тяготеет к контактам эффузивов с карбонатно-крем-

нистыми породами. Рудные тела имеют характер небольших (0,7х х1,5 м)÷(25х140 м) линз. Главные минералы: пиролюзит, браунит и псиломелан, присутствуют также манганит, гематит, лимонит; нерудные — барит и карбонат. Содержания марганца в массивных рудах 28—50 %, во вкрапленных 5—13 %.

Жильная гематитовая рудная формация представлена проявлениями железных руд в эоценовых вулканитах или контактирующих с ними породах. Это небольшие жильные тела или зоны брекчий с гематитовым цементом. Отмечается вкрапленность сульфидов, иногда золота.

К бентонитовой формации относится несколько эксплуатирующихся месторождений. Наиболее значительное месторождение "Бентонит" (26) представлено залежами (до 40х300 м) монтмориллонитовых глин, примыкающих к выходам эоценовых вулканитов и контролируемых зонами нарушений. Воскоподобные монтмориллонитовые глины сформированы метасоматически по эоценовым туфогенным породам, имеют отчетливую реликтовую слоистость и содержат в кровле измененные эффузивы. Термическими анализами зафиксированы энэффекты, указывающие на монтмориллонитовый состав глин: 120—135°, 685—700° и 855—895°. Из числа другой неметаллической вулканогенной минерализации следует упомянуть проявления жильно-баритовой и алунитовой формаций. Первые представлены полями небольших баритовых жил среди вулканитов эоцена; в двух случаях они достигают масштабов мелких месторождений. На каждом из них установлено по несколько десятков жил и линз мощностью до 0,7 м и протяженностью до 200 м. Жилы сложены розовым, белым, иногда буроватым крупнокристаллическим баритом. В жильной массе содержится до 83,5 % BaSO_4 . Алунитовая минерализация обнаружена в зонах низкотемпературных метасоматитов ряда пропилит—гидротермальный аргиллит—вторичный кварцит среди эоценовых эффузивов. Алунит диагностирован на рентгеновских дифрактограммах глинистых продуктов изменения последних. По данным химического анализа (Al_2O_3 16,38 %), эти породы алунитизированы лишь частично, но можно ожидать выявление алунитовых масс промышленного масштаба.

Телетермальные. Среди телетермальных месторождений наиболее многочисленную и важную группу составляют полиметаллические месторождения, меньшее распространение имеют медные, сурьмяные, железорудные, целестиновые и другие месторождения (табл. 5). Они не связаны с магматическими комплексами и значительная часть из них сформировалась после завершения эоценовой вулканоплутонической деятельности. Эти месторождения (кроме стратиформных) локализируются в зонах крутопадающих разломов, на их пересечениях или сопряжениях, иногда приурочиваются к зонам трещиноватости. Для стратиформных месторождений характерно соседство с зонами крупных нарушений. Отметим, что преобладают жильные месторождения,

Таблица 5. Формации телетермальных месторождений

Минеральный парагенезис	Формация	Субформация	Типовые месторождения	
Сульфидный	Жильная медно-рудная	Жильная в карбонатных породах	Богорог (23)	
		Жильно-метасоматическая в разных породах	Талхе (45), Кон-е Мес (30), Расур (32)	
Сульфидно-арсенидный	Жильная Cu-Ni-Co-полиметаллическая		Гоуд-е Морад (38), Себарз (39)	
Сульфидно-сульфатный	Жильная полиметаллическая	Галенитовая	Нахлак (25), Арусан (42), Банд-е Гел; Домбар	
		Галенит-сфалеритовая	Гоуд (37), Негин (24), Сорб (49), Моалла	
		Галенит-сфалерит-халькопиритовая	Чах-Милех (33), Чах-Горбех (34), Чах-Харбузе (29)	
		Сульфидно-целестиновая	Гуречех-е Берендж II, III (4), Пис Кух (7)	
	Стратиформная медно-полиметаллическая	Медно-рудная (медистых песчаников)	Гуречех-е Берендж I (4), Дому (46)	
		Полиметаллическая (с Au, Ag, целестином)	Мазрае Микуд (31), Зевар (27)	
	Целестиновая	Пластообразная (стратиформная) в карбонатных породах	Желваково-гнездовая в красноцветях	Талхе (1), Гуречех-е Берендж IV (6)
			Гнездовая (зооморфоз) в карбонатных породах	
			Жильная целестиновая	
Сульфидный	Антимонитовая	Sb-Cu-Ni	Патиар (48)	
		Sb-Au-W	Торкемани (50)	
	Киноварная		Мелкие проявления	

Минеральный парагенезис	Формация	Субформация	Типовые месторождения
Самородный	Золото-лиственитовая		Торкемани (50)
Оксидный	Железомарганцевая		Холу Хейдар (40), Восточный Торкемани
	Оксидно-железная (гематитовая)		Мелкие месторождения
Силикатно-карбонатно-сульфатный	Тальк-асбестовая		Проявления
	Магнезитовая		Кух-е Ранж (55)
	Прожилковой бирюзы		Чах Пошти (5), Ибрагим Зари (5)

но широко представлены и стратиформные рудные залежи. Жильные месторождения по морфологии весьма разнообразны; отмечаются простые и сложные, ветвящиеся жилы, линзообразные, столбообразные, гнездовые и очень часто неправильные по форме тела. Как правило, жильные тела невелики: мощность до 1–2 м, длина до нескольких десятков метров, но отмечаются и протяженные жильные зоны со значительным вертикальным размахом оруденения (свыше 400 м).

Особенностью свинцово-цинковых месторождений является их приуроченность к карбонатным породам. Процессы окolorудного изменения проявлены относительно слабо и выражаются в перекристаллизации, реже – в карбонатизации, окварцевании, появлении сульфидной вкрапленности. В минеральных ассоциациях полиметаллических месторождений чаще всего главенствует галенит, подчиненное место принадлежит сфалериту, халькопириту, пириту. На медных месторождениях всегда присутствует халькозин, устанавливаются арсениопирит, марказит, ковеллин, блеклые руды, в единичных случаях – алтаит и кюстелит. Руды Cu-Ni-Co месторождений сложены сульфидами, сульфоарсенидами и арсенидами, иногда с золотом и самородным серебром. Жильные минералы представлены чаще всего кальцитом, баритом, кварцем, нередко гипс, целестин, доломит, арагонит, халцедон.

Небольшие телетермальные месторождения меди объединяются в жильную медно-рудную формацию, которая подразделяется на две

субформации, — жильных месторождений в карбонатных породах и жильно-метасоматических в алюмосиликатных и других породах. Примером первой является месторождение Богорог (23). Оруденение здесь контролируется системой нарушений в карбонатных меловых породах и имеет характер небольших кальцит-баритовых и баритовых жил, прожилков, гнезд. Главное место принадлежит оксидным минералам меди (малахит, азурит, хризоколла, куприт), отмечается халькозин, очень редко галенит. В рудах из забоев старых выработок содержится 2–4 % Cu.

Объекты жильно-метасоматической медно-рудной субформации размещаются чаще всего в породах фундамента и чехла западной части Анарек-Хурского массива. Рудная минерализация имеет вкрапленный, прожилково-вкрапленный характер и приурочивается к зонам дробления, трещиноватости. Реже наблюдаются небольшие жильные тела. В рудах отмечаются повышенные содержания Pb, Zn иногда As, Ni, Co, Sb. Оруденение этой субформации близко к телетермальному Cu-Ni-Co, характеризуемому далее, с которым оно связано гаммой "постепенных переходов".

На месторождении Талхе (45) линза мраморов в пиритизированных метаморфических сланцах заключает более 10 субпараллельных рудных зон мощностью 0,1–3 м и протяженностью 30–70 м. Текстура руд брекчиевая, прожилковая, вкрапленная. Рудные минералы: малахит и халькозин, азурит, хризоколла; отмечены галенит, церуссит, вульфенит. Жильные минералы — барит и кальцит. В рудах содержится (в %): Cu 0,8–3,5; Pb — до 0,2; As 0,15; Hg 0,05; Mn — более 1, Sr — около 0,2; Ag 40 г/т. На месторождении Кон-е Мес (30) прожилково-вкрапленное оруденение малахита локализуется в палеоценовых песчаниках и конгломератах. Участки наиболее интенсивной минерализации содержат (в %): Cu 2,2–3,4; Zn и As — до 1; Ni 0,18; Co 0,01; Sb 0,1. На месторождении Расур (32) оруденелыми являются хлорит-волластонитовые породы, возникшие за счет метасоматического изменения метагабброидов—гипербазитов. Рудная минерализация представлена малахитовыми микропрожилками, в которых определены также халькозин, борнит, халькопирит, самородная медь, гидроксиды железа. Нерудные минералы — барит, кварц, кальцит, отмечен стронцианит. В остатках рудного склада содержится в среднем 1,86 % меди; опробование минерализованных пород на массу показало 0,15 % меди.

Жильная Cu-Ni-Co-полиметаллическая (с Au, Ag) рудная формация — одна из наиболее специфичных в АРР и близка описанной вулканогенной Cu-Ni-Co формации. В отличие от последней, рудные тела здесь представлены жилами и линейными зонами со сравнительно узкими околожильными гидротермально-метасоматическими оторочками. В минеральном составе появляются сульфиды свинца и цинка, а также золото, не характерные для вулканогенных Cu-Ni-Co месторождений.

Оруденение размещается в верхнепротерозойских метаморфитах, измененных ультрамафитах, лиственитах, реже в палеоценовой песчано-конгломератовой толще. Минерализация приурочивается к зонам дробления, трещиноватости и сопровождается метасоматическим изменением вмещающих пород, особенно значительным в гипербазитах (лиственитизация). Отмечаются также доломитизация, графитизация, окремнение. Оруденение имеет вкрапленный, прожилковый характер, наблюдаются небольшие жильные тела и зоны. Особенностью всех месторождений является сложный минеральный состав, причем комбинации главных рудных минералов дают "постепенные переходы" к рудам других формаций: с одной стороны к описанным выше вулканогенным Cu-Ni-Co месторождениям, с другой — к характеризваемым далее месторождениям стратиформной медно-полиметаллической рудной формации в эоцено-олигоценых породах.

Месторождение Гоуд-е Морад (38) размещается в верхнепротерозойских сланцах, переслаивающихся с мраморами (рис. 17). Метаморфическая толща образует сложную S-образную складку, нарушенную серией разломов и протрузивной пластиной серпентинитов. Оруденение приурочено к призмковой части складки и располагается в пределах линзовидного тела метабазитов, а также по его контакту со сланцами. Простираение рудоносной зоны нарушения субширотное, падение меняется от северного (60°) к южному (40°). Широко развиты графитизация пород вдоль зон нарушений, доломитизация мраморов, лиственитизация гипербазитов и развитие околожильных кварц-карбонатных лиственитов в метаморфических сланцах. Мощность рудоносной зоны до 12 м, протяженность 250 м. Рудная минерализация представлена вкрапленностью и прожилковыми зонами в брекчиях. В составе руд главное место принадлежит арсенидам никеля и кобальта, сульфидам меди, сульфидам и дисульфидам железа; второстепенную роль играют блеклая руда, галенит, сфалерит, самородная медь, золото и серебро, стронцианит. Нерудные минералы: кварц, халцедон, доломит, анкерит, кальцит, хлорит, серицит, графит. В рудах содержится (в %): Ni 0,1–6; Co — до 0,02 и Cu 0,7; As, Mn, Sr — более 1; Zn, Sb — до 0,04; Hg 0,01; Ag 4 г/т и Au 0,2 г/т.

На месторождении Себарз (39) в ядре сложной горст-антиклинали выступает пластина серпентинизированных гипербазитов, обусловившая диапировый механизм образования этой антиформной структуры и заключающая блоки верхнепротерозойских сланцев (рис. 18). Выше размещаются сорванные с метаморфического основания палеоценовые конгломераты и песчаники (200 м), на которых с размывов лежит пестроцветная эоценовая толща конгломератов, песчаников, мергелей, известняков (450–500 м). Широко развита лиственитизация, захватывающая не только ультрамафиты, но и палеоценовые и даже эоценовые конгломераты. Оруденение размещается в толще палеоценовых конгло-

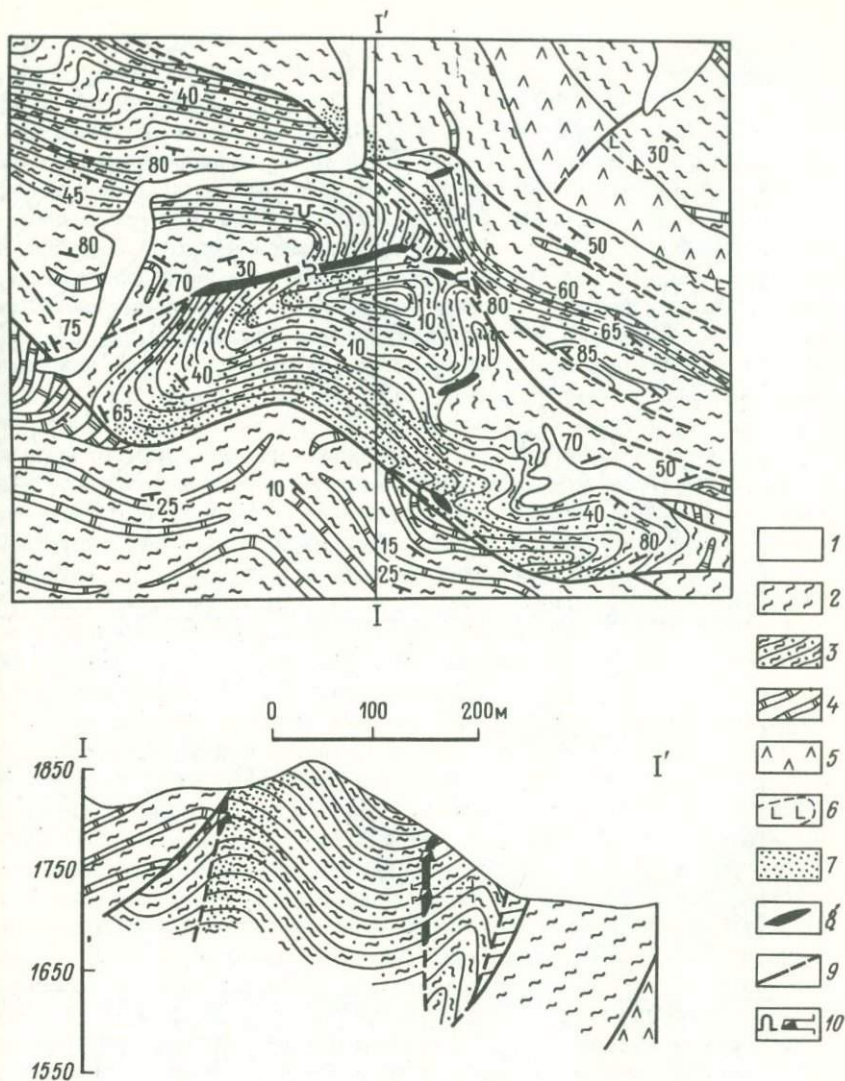


Рис. 17. Схематическая геологическая карта месторождения Гоуд-е Морад.

1 — четвертичные отложения; 2-4 — верхний протерозой: 2 — мусковитовые, мусковит-хлоритовые, карбонат-хлоритовые сланцы, 3 — метабазиты (актинолит-хлоритовые сланцы), 4 — мраморы; 5 — перидотиты, серпентиниты; 6 — листовиты; 7 — листовенитизация; 8 — рудные тела; 9 — разломы; 10 — штольни

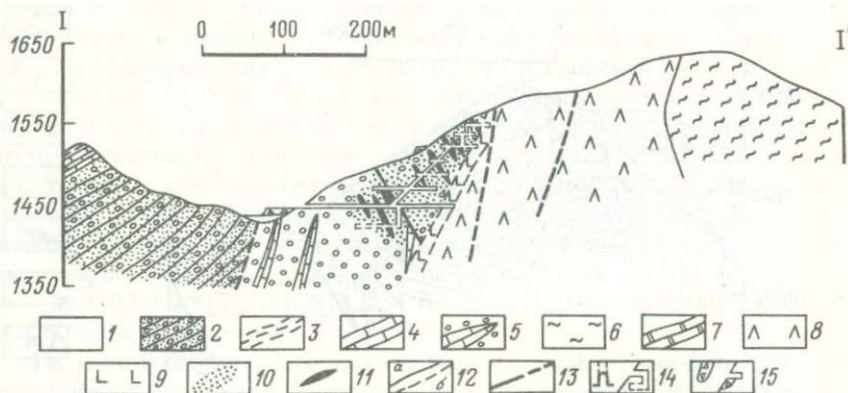
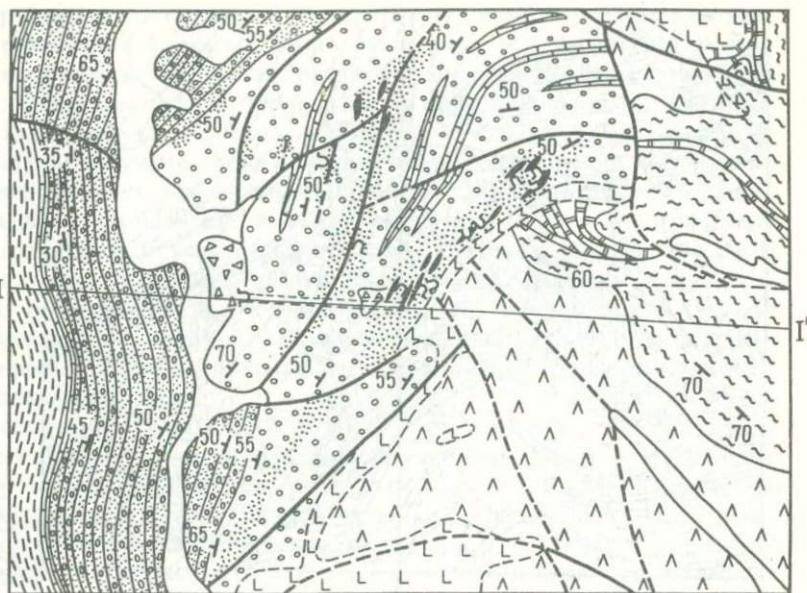


Рис. 18. Схематическая геологическая карта месторождения Себарз.

1 – четвертичные отложения; 2–4 – эоцен; 2 – конгломераты, песчаники, 3 – мергели, 4 – известняки; 5 – палеоценовые конгломераты с линзами известняков, песчаников; 6–7 – верхний протерозой: 6 – метаморфические сланцы, 7 – мраморы; 8 – перидотиты, серпентиниты; 9 – листвениты, лиственитизированные породы; 10 – гидротермально измененные породы с рассеянным оруденением; 11 – рудные тела; 12 – геологические границы (пунктиром – фациальные); 13 – разломы; 14 – штольни; 15 – отвалы

мератов и приурочено к субпараллельным разломам и сколовым трещинам, объединяющимся в рудоносные зоны протяженностью 200–500 и шириной 50–80 м. Рудные жилы по отношению к вмещающим конгломератам имеют встречное падение, тяготеют к их нижнему контакту и эшелонируются по падению. Мощность отдельных жил до 0,5 м, протяженность по простиранию 50–100 м, по падению 20–40 м.

Текстура руд массивная, полосчатая, прожилковая, прожилково-вкрапленная. В рудах преобладают две минеральные ассоциации: сульфидов меди с пиритом (марказитом) и галенитовая. В первой — представлены халькозин (трех разновидностей), блеклая руда, отмечены дигенит, халькопирит, никелин, кобальтин (?), ковеллин, борнит, самородная медь, участками много пирита. Во второй ассоциации преобладает галенит, сопутствуют сфалерит, пирит (реликтовый), тетраэдрит. Обе эти ассоциации наблюдались в аншифах окисленных руд и поэтому их взаимоотношения не определены. Установлено золото (пробность 700) в виде единичных пластинок (0,01 мм) в кварце. Определены также магнетит, гематит, арсенопирит, самородное серебро, киноварь. Исключительно широк набор гипергенных минералов, в числе которых П. Барияндом описан новый хромат свинца — иранит.

Месторождение эксплуатировалось в 30–50-е годы. В добывающихся рудах, по сообщению Ж. Ладаме, содержалось (в %): Cu 0,2–1; Pb 3,5–5,8; Ni 0,7–0,8, а в сортированных соответственно 14,5, 6,5, 1,7. В отвалах рудника установлены Au 0,1 г/т и Ag 8,3 г/т.

В заключение следует отметить некоторую условность отделения рассмотренной рудной формации от вулканогенной Cu-Ni-Co формации. В основе их разделения лежат довольно формальные признаки — геологическая позиция по отношению к ареалам вулканических покровов и вмещающие породы. И тем не менее несколько трудно отказаться от признания связи Cu-Ni-Co месторождений Талмеси и Мескани с вулканическим комплексом, настолько же трудно связывать поля Cu-Ni-Co минерализации в западной части Анарекских гор (Гоуде Морад, Себарз и др.) с имеющейся там небольшой линзой вулканитов при явном контроле оруденения разломами и размещении его в самых разнообразных породах. Решению этого вопроса помогает найденное оруденение близкой по составу медно-полиметаллической стратиформной формации в кроющих вулканический комплекс средне-верхнеэоценовых и эоцено-олигоценых пестроцветных отложениях. Представляется, что родство минерального состава и локализация в единых региональных структурах штокверкового вулканогенного (? переходного к телетермальному?), жильно-метасоматического телетермального (в древних породах) и стратиформного (в молодых породах) оруденений свидетельствуют о принадлежности перечисленных рудных формаций к генетически единой эволюционирующей ассоциации, характеризующейся длительным (ранний эоцен–неоген) формированием.

Жильная полиметаллическая рудная формация представляет наиболее многочисленную и важнейшую в промышленном отношении группу, к ней относятся почти все свинцово-цинковые месторождения АРР. По особенностям минерального состава она подразделяется на четыре субформации: галенитовую, галенит-сфалеритовую, галенит-сфалерит-халькопиритовую и сульфидно-целестинтовую.

Руды месторождений первой субформации имеют почти мономинеральный галенитовый состав. Объектом такого типа является эксплуатирующееся месторождение Нахлак (25). Оно залегает в верхнемеловых породах, с несогласием кроющих триасовые отложения (рис. 19). Рудоносная толща (450 м) сложена в нижней половине известняково-песчано-конгломератовыми породами и в верхней — песчанистыми рудистовыми известняками. Выше с разрывом залегают карбонатно-терригенные отложения палеоцена. Меловая толща собрана в пологие складки и разбита многочисленными разломами.

Рудовмещающими структурами являются сбросы, сбросо-сдвиги и системы оперяющих их трещин трех направлений: северо-западного, северо-восточного и широтного. Наиболее продуктивная рудоносная площадь располагается на участке перекрытия меловой толщей нарушенной ядерной части синклинали в триасовом структурном ярусе. Рудные тела, приуроченные к нарушениям, распространены в пределах обширного (6х0,6 км) рудного поля; протяженностью до 500 м, глубина (по данным бурения) по падению достигает 400 м. Они характеризуются сложной морфологией и невыдержанной мощностью. В контурах отработки рудника мощность рудных тел колеблется от 0,25 до 25 м, средняя 2,8 м. Промышленная минерализация образует тела жильного выполнения (0,5—7 м) и прожилково-вкрапленные зоны, чаще — их сочетание. Вертикальный гипсометрический размах оруденения составляет свыше 600 м. Околожилные изменения выражены аргиллизацией, доломитизацией и ожелезнением вмещающих карбонатных пород.

Руды практически мономинеральные и сложены галенитом; жильные минералы — барит, кальцит, доломит и реже кварц. Текстура руд брекчиевая, прожилковая, вкрапленная, реже массивная. Галенит в аншлифах наблюдается в виде неправильно-многоугольных зерен размером 0,1—2 мм, редко до 10 мм. Некоторые скопления зерен подверглись катаклазу, раздроблены. Наблюдалось замещение зерен ковеллином, в зоне окисления — церусситом. Отмечены также сфалерит, энаргит, блеклая руда (?); в протолочках — пирит, халькопирит, целестин, вульфенит, пироморфит, ванадинит и др. Среднее содержание Pb в рудных телах колеблется от 0,6 до 15,85 % и по месторождению в целом составляет 8,33 %; Zn — до 1,9 %, в среднем 0,38 % (на северном фланге до 11,94 %); Ag — от 3 до 247 г/т, в среднем 72 г/т (но фактически выше). Имеется прямая корреляционная связь между содержаниями свинца и сурьмы. Вертикальная зональность первичных геохимических

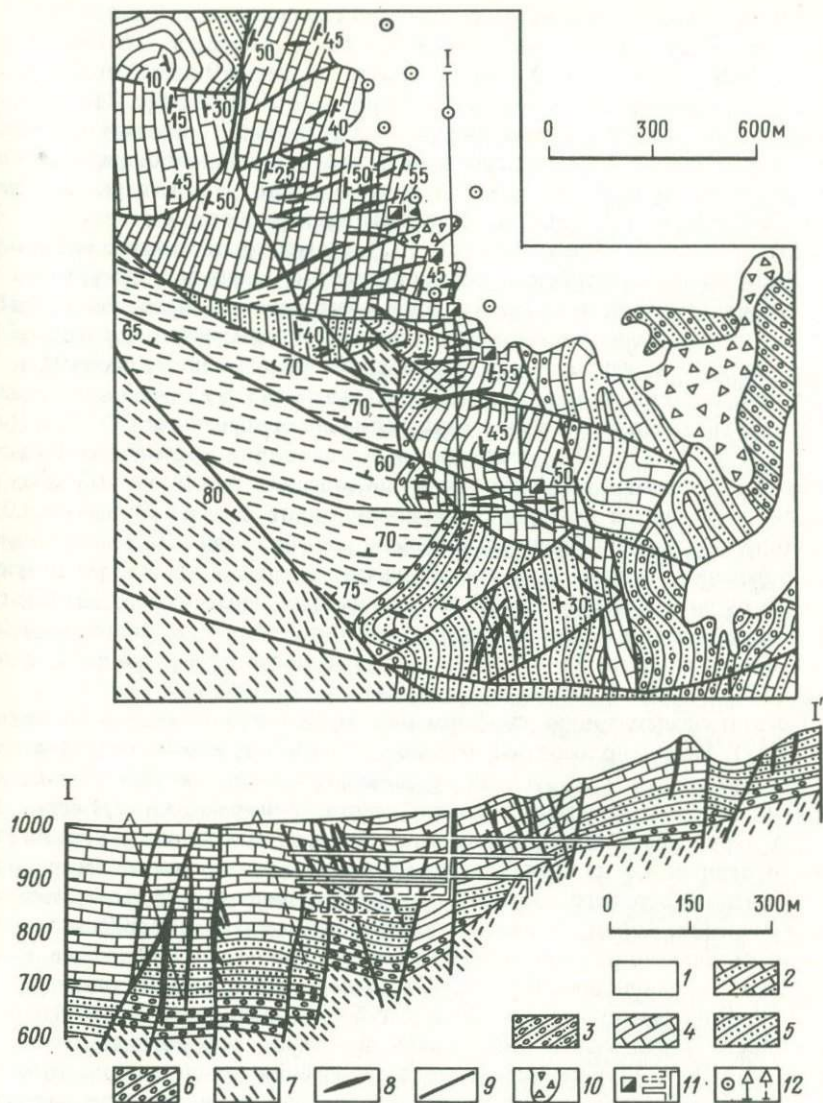


Рис. 19. Схематическая геологическая карта месторождения Нахлак.

1 — четвертичные отложения; 2-3 — палеоцен: 2 — известняки, песчаники, 3 — конгломераты, песчаники; 4-6 — верхний мел: 4 — рудистовые известняки, песчаники, 5 — конгломераты, песчаники, гравелиты, 6 — известняки, песчаники, мергели с конгломератами в основании; 7 — триасовые сланцы, песчаники, конгломераты, известняки; 8 — рудные жилы; 9 — разломы; 10 — отвалы; 11 — шахты; 12 — скважины

ореолов по данным пересечения рудных тел скважинами на разных уровнях, имеет следующий вид: (Ba, Ag, Pb) — Mo — (Zn, Cu) — (Ni, Co, Sn).

Ежегодно на месторождении добывается около 10 тыс. т концентрата с содержанием свинца около 65 %, цинка 0,66 %, серебра 715,5 г/т. Считалось, что месторождение уже почти выработано, однако в результате работ советской экспедиции прогнозные запасы металлов теперь оценены в следующих цифрах: свинца — около 600 тыс. т, цинка 26 тыс. т и серебра 500 т. Имеются перспективы прироста запасов.

Другое месторождение Арусан (42) размещается в пачке мраморов среди нижнепалеозойских метаморфических сланцев и приурочено к субмеридиональной зоне дробления и окварцевания. Мраморы вдоль разлома окварцованы и доломитизированы. Минерализация прослеживается на 300 м, наиболее крупное рудное тело достигает мощности 5,5 м, но быстро выклинивается. Центральная часть его сложена кварцем с богатым гнездово-вкрапленным галенитовым оруденением (Pb 18,3 %, Zn 0,14 % и Cu 0,55 %), сменяющимся к периферии убогой вкрапленностью в окварцованных мраморах. Руды содержат Ag 230 г/т. Помимо галенита встречаются ковеллин, халькозин, пирит. В галените замечены тончайшие выделения предположительно серебра или кюстелита. На месторождении Банд-е Гел старой шахтой вскрыты массивные галенитовые руды в крутопадающей зоне дробления известняков, залегающих в виде линзы в меловой флишоидной толще. Зона имеет мощность 6 м и прослеживается на 500 м. Анализ складированной руды показал: Pb 55,05 %; Zn 4,82 %; Cu 0,3 %; Ag 1120 г/т и Au — следы.

Галенит-сфалеритовую субформацию представляет месторождение Гоуд (37). Ранее оно эксплуатировалось, а с 1976 г. законсервировано. Это месторождение — по существу рудное поле площадью 36 км², в котором сосредоточены четыре объекта (участка): Шурабе, Хому, Бескош и Гоуд. Оруденение локализуется в зонах крутопадающих нарушений среди мраморов или на контактах кембрийских мраморов и метаморфических сланцев верхнего протерозоя — нижнего палеозоя. Гидротермальное изменение пород выражено карбонатизацией и окварцеванием. На участке Бескош развито преимущественно свинцовое оруденение, на остальных — свинцово-цинковое. Отдельные жилы имеют мощность до 3,5 м и протяженность до 200 м. Глубокий эрозионный врез позволяет видеть значительный вертикальный размах оруденения (около 300 м) и смену с глубиной свинцового оруденения свинцово-цинковым.

Рудные минералы образуют гнезда, прожилки и вкрапленность. Выделены следующие типы руд: галенитовые, галенит-сфалеритовые, кварц-галенит-сфалеритовые, сфалеритовые. Текстура их пятнисто-вкрапленная, массивная. Галенит образует выделения, прожилки и агрегативные скопления в сфалерите. В прожилках он имеет мелкозернистое строение и является поздней генерацией. В зернах галенита отме-

чаются выделения двух разновидностей блеклой руды (теннантина и фрейбергита) и серебра или кюстелита. Сфалерит распространен в виде крупнозернистых агрегатов и представлен в основном клейофаном; он иссечен сетью прожилков карбонат-галенитового состава и тонкозернистого галенита. Этот же тонкозернистый галенит развит в каемках по периферии зерен сфалерита. Пирит образует цепочки или скопления мелких кристаллов, местами в прожилках ассоциирует с галенитом. Ковеллин и халькозин в виде мелких выделений располагаются по периферии крупных зерен галенита.

Судя по данным опробования эксплуатационных выработок, отработывались жильные тела богатых руд, содержащих (в ?): Pb — до 18,7; Zn 44,44; Hg до 0,03—0,1; Ag — около 30 г/т и Au 0,4 г/т.

Месторождение Негин (24) приурочено к субмеридиональному надвигу по контакту ниже- и верхнемеловых известняков, прослеженному на 2 км. В крутых маломощных зонах дробления, оперяющих надвиг, наблюдается галенит-сфалеритовое оруденение прожилкового и гнездового типов. Содержание Pb и Zn достигает соответственно 10,9 и 9,2 %. На месторождении Сорб (49), приуроченном к пучку разноориентированных разломов в нижнемеловых известняках, галенит-сфалеритовая минерализация связана с кальцит-баритовым цементом известняковых брекчий (мощностью 1—3 м). Месторождение отработано до глубины 40 м. В рудах содержится: Zn 15,98 %; Pb 6,15 %; Sr — более 1 %; Ag 10 г/т; Au — следы.

Галенит-сфалерит-халькопиритовая субформация объединяет относительно редкие в АРР месторождения — свинцово-цинковые, существенно медные. Месторождение Чах Милех (33) размещается в мраморах близ контакта их с метаморфическими сланцами. Возраст вмещающих пород — позднепротерозойский. Рудоконтролирующей структурой является крутой (80°) сброс северо-западного простирания, к оперяющим нарушениям которого приурочены рудные тела линзовидной и неправильной формы, представленные оруденелыми брекчиями мраморов (рис. 20). Протяженность рудных тел до 20 м, мощность в раздвух — до 3 м.

Рудные минералы образуют вкрапленность, прожилки и гнезда (до 0,5 м). Главные минералы — галенит, сфалерит, подчиненные — халькопирит, блеклые руды, халькозин, борнит. Выделяются преимущественно (до 20—25 %) галенитовые, сфалеритовые и халькопиритовые руды. Галенит представлен сплошными зернистыми агрегатами, отдельными вкраплениями и прожилками в кальците. Сфалерит образует скопления зерен или наблюдается в отдельных зернах и прожилках. Халькопирит встречается в виде крупнокристаллических скоплений или отдельных аллотриоморфных кристаллов, а также в виде тонких кайм по периферии зерен сфалерита. Сфалерит в свою очередь нередко

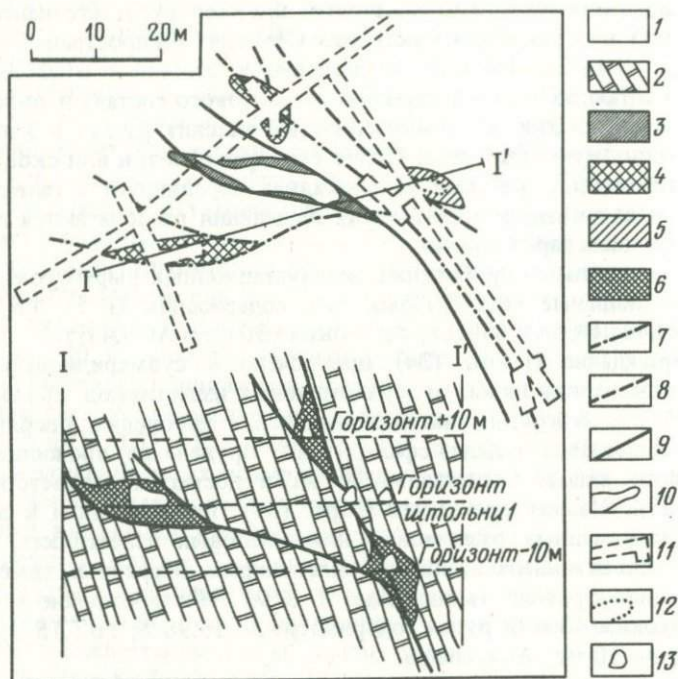


Рис. 20. Морфология рудных тел на месторождении Чах Миле (штольня № 1).

1-2 - мраморы: 1 - в плане, 2 - в разрезе; 3-5 - рудные тела в плане на уровнях: 3 - плюс 10 м, 4 - штольня № 1, 5 - минус 10 м, 6 - то же на разрезе; 7-9 - разломы на уровнях: 7 - штольня № 1, 8 - минус 10 м; 9 - плюс 10 м и на разрезе; 10-12 - поверхностные выработки в плане на уровнях: 10 - плюс 10 м, 11 - штольня № 1, 12 - минус 10 м, 13 - то же, на разрезе

обрастает борнитом и халькозином. Последний встречается преимущественно в интерстициях кристаллов кальцита или имеет характер вкраплений в этом минерале, иногда образует псевдоморфозы по галениту, сфалериту и халькопириту. Отмечаются структуры твердого распада халькозина с борнитом.

На месторождении обрабатывались гнезда, линзы богатых руд. В забоях старых выработок содержится в среднем Pb 12,4 %; Zn 11,4 %; Cu 0,5 %; Au 0,2 г/т; Ag 162 г/т.

Аналогичную геологическую позицию занимает месторождение Чах Горбех (34). Оруденение развивается на контактах мраморов и сланцев по кварц-кальцит-баритовому цементу карбонатных брек-

чий, в котором отмечается также графит. Рудные минералы: халькопирит, галенит, сфалерит, борнит, халькозин, блеклые руды. Текстура руд прожилково-вкрапленная, реже — массивная, структура аллотриоморфнозернистая. В сохранившихся рудных телах установлено (в %): Pb 0,83; Zn 9,57; Cu 1,86 и Sr 0,67. Месторождение Чах Харбузе (29) представляет собой систему небольших кальцит-баритовых жил, приуроченных к сети вертикальных субширотных и субмеридиональных трещин в верхнемеловой известняково-конгломератовой толще, залегающей с размылов на верхнепротерозойских метаморфитах. Все доступные наблюдению жилы отработаны. В рудах из отвалов шахты присутствуют сульфиды Pb, Zn, Cu и блеклые руды. Опробованием зальбандов жил установлено: Pb — до 19 %; Zn 2,4 %; Cu 1,97 %. По данным бурения, с глубиной оруденение выклинивается.

Сульфидно-целестиновая субформация жильных полиметаллических месторождений характеризуется признаками, сближающими ее как с пластообразной целестиново-сульфидной, так и с жильной целестиновой субформациями, которые рассматриваются далее. В то же время индивидуализация ее вполне очевидна — как по условиям размещения (в позднеальпийских впадинах), так и по вещественному составу (сульфидно-целестиновому) руд.

Наиболее ярко признаки этой субформации выражены в группе рудопоявлений Гуречех-е Берендж II и III (4), где сульфидно-целестиновые руды связаны с небольшими субвертикальными разломами в своде брахиантиклинали, выступающем из-под красноцветной моласы и сложенном олигоцен-миоценовыми органогенными известняками (формация Ком). Рудоносные зоны северо-восточного направления прослеживаются до 150 м при мощности до 20 м. Минерализация сосредоточена в маломощных жилах, зонах прожилкования, гнездах среди цемента карбонатных брекчий. Отмечались своеобразные рудные брекчии, в которых обломки известняков сцементированы крупнокристаллическим галенитом. Состав руд изменчив: выделяются существенно галенитовые, галенит-сфалеритовые и галенит-сфалерит-пирит-марказитовые руды, отмечались халькозин-ковеллин-пиритовые и арсенопирит-пирит-ковеллиновые разности. Общая их особенность — присутствие сульфидов железа и нередко очень эффективные колломорфные и концентрически-зональные микроструктуры. Галенит и сфалерит образовались в близповерхностных условиях, чаще всего одновременно, но иногда галенит наложен на выделения сфалерита. Пирит и марказит предшествуют галениту и сфалериту или образуют более поздние прожилки. Арсенопирит обрастает пиритом и халькозином, последний содержит участки ковеллина. Алтаит имеет характер включений в галените. В рудах содержится: Pb 1,4—2,9 %; Zn 0,7 %; Cu 0,4 %; Au 0,06 г/т; Ag 3,5 г/т; SrO 24,7 %. Обращает внимание повышенное содержание Ni (до 0,24 %).

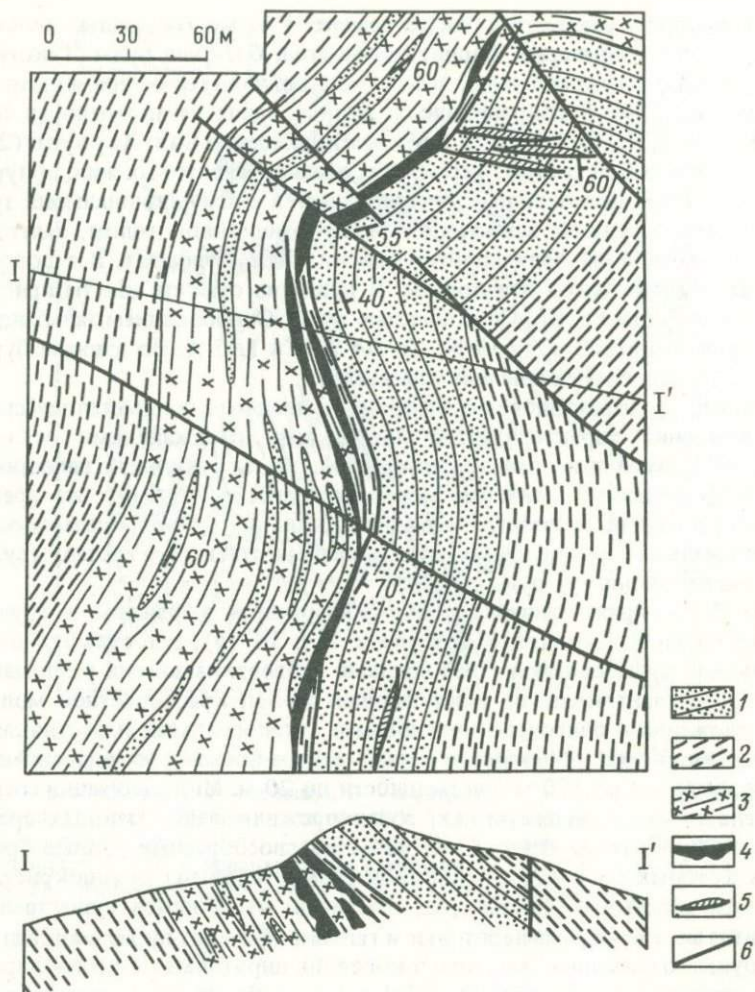


Рис. 21. Схематическая геологическая карта месторождения Пис Кух.

1-3 - эоцен: 1 - песчаники, 2 - мергели, 3 - мергели загипсованные; 4 - рудные тела; 5 - баритовые жилы; 6 - разломы

На месторождении Пис Кух (7) рудная зона имеет пластинообразную форму и приурочена к субсогласной залежи гипсово-баритовых брекчий в толще эоценовых пестроцветов (рис. 21). Выделяется пять линзовидных рудных линз мощностью 0,5-4,5 и протяженностью 35-

120 м. Руды прожилковые, прожилково-вкрапленные и вкрапленные, иногда массивные, главные рудные минералы — галенит и сфалерит, на южном фланге их сменяют пирит и марказит; жильные минералы — барит и целестин. В рудах содержится: Pb 0,8–1,2 %; Zn 1,6–6,8 %; SrO 2,4–20,4 %; Ag 2 г/т.

Установлено широкое распространение рудопроявлений стратиформной медно-полиметаллической формации. Для большинства проявлений возраст вмещающих толщ эоценовый, эоцен-олигоценый или миоценовый, рудоносные породы в этих случаях залегают выше вулканической серии эоцена и нигде не соседствуют с одновозрастными вулканитами. Особенности вещественного состава оруденения позволяют наметить две субформации: медно-рудную и полиметаллическую (с Au, Ag, Sr).

Медно-рудная субформация может быть названа также субформацией медистых песчаников или медистых песчаников и известняков, так как оруденение иногда отмечается и в карбонатных породах. Именно таким примером может быть рудопроявление Гуречех-е Берендж I (4). Рудоносный пласт протяженностью 250 м и мощностью около 1,5 м прослеживается в олигоцен-миоценовых песчаных известняках вдоль их тектонического контакта с красноцветами. Рудные минералы (малахит, халькопирит, ковеллин, пирит) в виде рассеянной вкрапленности, тонких прожилков и гнезд распределяются сравнительно равномерно. Среднее содержание меди 0,76 %. С рудоносным пластом соседствует серия сульфидных жил, сложенных преимущественно пиритом и халькозином (дигенитом) с небольшим количеством халькопирита, борнита, ковеллина, самородной меди, галенита. В жильных рудах содержится (в %): Cu 0,5–2,1; Pb — до 0,5; Sr — более 1 и Ag 0,01.

Небольшое месторождение Дому (46), этой же субформации, приурочено к толще юрских песчаников, гравелитов и конгломератов. Рудоконтролирующей структурой является меридиональное нарушение, сопряженное с субширотным разломом. Медная минерализация сосредоточена в согласной зоне мощностью 5–6 м, вскрытой эксплуатационным карьером на протяжении 35–40 м. Наиболее интенсивно минерализованы песчаники, местами они сплошь пропитаны оксидными медными минералами. На глубине нескольких метров наблюдаются тонкие прожилки сульфидов (халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, самородная медь, пирит, золото?). Содержания меди в рудном пласте высокие (в %): 3,4–12,9; отмечено Ba — до 1; Zn 0,4; Pb 0,06; Sr 0,1; Ag 48,8–112 г/т.

Значительное количество проявлений медно-рудной субформации сосредоточено также по северо-западному обрамлению Анарек-Хурского массива в палеоценовых конгломератах, эоценовых вулканогенно-осадочных или эоцен-олигоценых терригенных пестроцветах. Рудная минерализация приурочивается к пластам известняков, песчаных

известняков, известняковых конгломератов или сероцветных песчаников и прослеживается до 1,5 км в виде горизонтов мощностью до 15 м. Интенсивность ее меняется от обильной прожилковой до убогой вкрапленной. Околорудные изменения — карбонатизация, реже окварцевание известняков и слабая аргиллизация вулканогенно-осадочных пород. Рудные минералы представлены преимущественно малахитом, сульфидами меди, самородной медью, пиритом, гидроксидами железа, минералами титана; в искусственных шлихах присутствуют: галенит, марказит, магнетит, самородный свинец, церуссит, базобисмутит, аурихальцит, конихальцит, брошантит, куприт, целестин, окислы марганца. Содержания меди по сечениям достигают 0,68 %, в отдельных пробах — до 5–6 %. Установлены также следы золота, Ag — до 10,2 г/т; As 1,5 %; Mn 0,3 %; Zn и Ba 0,01 %.

Оруденение очень специфичной стратиформной полиметаллической (с Au, Ag, Sr) субформации тесно ассоциирует с описанными пластообразными медными проявлениями и характеризуется наличием переходных по минеральному составу рудопроявлений. Таким примером служит рудопроявление Мазрае Микуд (31), локализованное в пласте среднеэоценовых известняков и известковых песчаников мощностью 0,4–0,6 м и протяжением около 1 км. Пласт несет бедную медно-золото-целестиновую минерализацию, на западном фланге — с галенитом. Золото и серебро наблюдаются в породе в виде микровключений (до 0,025 мм) неправильной и округлой форм. Руды содержат 0,1–1 % Cu, около 0,8 % Sr, в участках с обильной вкрапленностью галенита — до 2,2 % Pb. Аналогичная минерализация наблюдается и в более древних породах, в частности близ месторождения Талмеси в слабоминерализованных песчаниках палеоцена обнаружены пирит, сульфиды меди, золото, серебро, самородная медь, титановые минералы. Рудная вкрапленность имеет явно наложенный характер. В рудах содержится (в %): Cu до 0,6; As 1; Sr — более 1; Pb 0,03; следы золота и серебра. Сходная минерализация обнаруживается и в эоцен-олигоценовых породах на рудопроявлении Зевар (27), которое представляет собой серию рудоносных горизонтов в дислоцированной толще сероцветных песчаников и гравелитов эоцен-олигоценового возраста. Мощность отдельных рудных прослоев в них достигает 1,5 м. Развита на поверхности обильная малахит-халькозиновая минерализация с глубиной становится беднее. Один из рудоносных горизонтов пересечен здесь скважиной на глубине 57,5–75,1 м. В искусственном шлихе определены: пирит, галенит, халькопирит, ковеллин, сфалерит, целестин, базобисмутит, аурихальцит, брошантит, конихальцит, золото (знаки). На поверхности в рудах установлено Cu 0,1–0,9 %; Sr и Pb до 0,2 %; Ag 3 г/т; следы золота.

Целестиновая рудная формация представлена серией месторождений и проявлений, составляющих часть новой целестиновой провинции Ирана. Промышленная целестиновая минерализация связана с низами

олигоцен-миоценовой эвапорит-карбонатной формации Ком. Оруденение явно эпигенетично, сформировано в результате метасоматического замещения карбонатных пород или выполнения полостей и обычно не выходит за пределы определенных горизонтов.

Наиболее крупные промышленные объекты, относящиеся к пластообразной (стратиформной) субформации — месторождения Нахджир и Талхе, расположенные в 30 км друг от друга на противоположных крыльях крупной антиклинали (первое — несколько севернее границ территории исследований). Месторождение Нахджир представляет собой пластообразную залежь сплошных руд целестина мощностью до 4 м (в среднем 2,5 м). Месторождение разрабатывается, запасы оцениваются в 2–3 млн. т, годовая добыча около 15 тыс. т целестина. Качество руд очень высокое: 92 % целестина, после ручной рудоразборки 94 % [38].

На месторождении Талхе (1) (рис. 22) рудные тела представлены двумя пластообразными залежами среди известняков и разделены мергелями (1,5–2 м). В нижнем рудоносном горизонте (0,3–1 м) целестин образует в карбонатной массе преимущественно вкрапленность и гнезда (до 0,6 м) или сплошные руды. Более мощный (1–2 м) верхний (главный) горизонт сложен исключительно метасоматическими тонкополосчатыми целестиновыми рудами. Особенность этого горизонта — наличие участков с сульфидной (галенитовой или марказитовой) минерализацией. При общей протяженности рудоносной пачки около 10 км целестиновые руды образуют несколько залежей длиной до 0,3 до 1,5 км, приуроченных преимущественно к участкам дорудных разломов, а в промежутках между залежами пласты сложены ангидритом. По падению оруденение прослежено до 100 м. Содержание SrO в нижнем горизонте 33,0–51,9 %, в верхнем 47,3–50,1 %. Запасы целестина оценены в 1–1,5 млн. т. В технологической пробе содержится (в %): SrO 52,5 (96,9 целестина); CaO 2,3; SiO₂ 0,85; BaO 0,37; Fe₂O₃ 0,35. Она соответствует рудоразборному целестиновому концентрату. Степень извлечения стронция в конечный продукт при гидрометаллургической переработке 92,5 %.

Вблизи месторождения Талхе обнаружены проявления еще четырех рудных субформаций. Руды второй, целестиново-сульфидной субформации на фланге месторождения Талхе содержат галенитовую минерализацию (4,2–9 % Pb, до 0,5 % Zn). Третья субформация (желваково-гнездовая) представлена конкрециями целестина (до 15 см) в подошве кроющих красноцветов. Четвертая субформация (гнездовых руд в карбонатных породах) связана с 2–4-метровыми прослоями коралловых известняков, в которых колонии кораллов метасоматически замещаются целестином и отчасти баритом, гипсом и опалом. И, наконец, проявления жильной целестиновой субформации представлены маломощными жилами и прожилками.

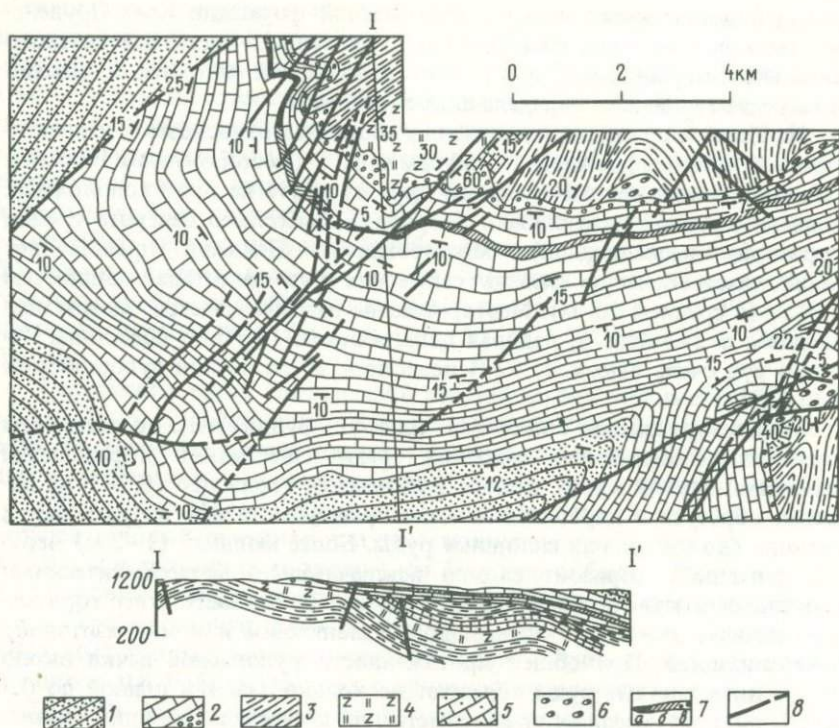


Рис. 22. Схематическая геологическая карта месторождения Талхе.

1 — миоценовые красноцветные песчаники, мергели, конгломераты; 2 — олигоцен-миоценовые известняки, мергели с конгломератами в основании; 3 — 6 — нижний эоцен: 3 — мергели, туфопесчаники, 4 — туфы андезитов, туффиты, 5 — известняки, 6 — конгломераты; 7 — рудоносный горизонт: а — целестиновые руды, б — ангидрит, в — свинцовая минерализация; 8 — разломы

Основные особенности месторождений Нахджир и Талхе с замечательным постоянством повторяются в группе целестиновых проявлений Гуречех-е Берендж IV (6) в южной части Большой Кевирской впадины. Здесь обнаружены все описанные разновидности целестиновой минерализации, кроме пластообразных метасоматических залежей, при этом преобладает оруденение жильной субформации. Крутопадающие жилы на этом участке достигают мощности 1,2–2 м и прослеживаются до 250 м. Они сложены практически чистым целестином (до 55 % SrO).

Минеральный состав целестиновых месторождений прост: это преимущественно целестин, кальцит, ангидрит, гипс, кварц, барит, гематит, халцедон, гётит; на ряде участков их дополняют сульфиды —

галенит, марказит, реже сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит. Гнезда и жилы сложены зернистыми и шестоватыми агрегатами крупных (2–3 см) кристаллов целестина. В центре гнезд и жил часты друзы и щетки крупных таблитчатых кристаллов, более мелкими кристаллами изобилуют полости в тонкополосчатых рудах. Вкрапленный целестин представляет собой зерна или кристаллы во вмещающих известняках. Полосчатые руды — главный промышленный тип целестиновых руд — характеризуются чередованием чистого целестина и слоев с примесью карбоната. Последний часто образует в целестиновой массе участки неправильной формы, своего рода "ксенолиты" и теньевые реликты. В шлифах обращает на себя внимание различие в степени раскристаллизации целестина и реликтов вмещающих известняков. Характерны также резкая граница между ними, иногда секущая первичную слоистость известняков, и обилие мелких прожилков целестина.

Кристаллы целестина всех месторождений обычно таблитчатые, реже столбчатые. Цвет от белого и бесцветного до голубовато-серого. Плотность $3,92 \pm 0,02$ (3,87–3,98) г/см³. Содержание SrO в целестине 52,70–54,90 %. Примеси Si, Al, Fe, Mg, Ca и Ba, как правило, находятся в минерале в десятых–сотых долях %, в 10–30 % случаев содержание Si, Ca, Ba достигает 1–3 %. Обнаружены примеси органического углерода (0,01–0,04 %); общее содержание битумов 16–125 г/т, в среднем 50 г/т. В минерале обычны включения остатков минералообразующей среды (двухфазовые газово-жидкие), однофазовые включения водных растворов и битумов, а также твердые включения парагенных или замещающих минералов (кальцит, гипс?, реже галенит или марказит).

Галенит в рудопроявлениях целестиново-сульфидной субформации образует шпирь, прожилки, гнезда, сложенные сплошными скрытокристаллическими или мелкозернистыми массами, ориентированными согласно "наслоению". Характерен своеобразный ячеисто-полигональный узор кристаллов галенита в породе, являющийся результатом обрастания каймой галенита целестиновых псевдобрекчий, наследующих полустертые реликты брекчиевой текстуры исходной карбонатной породы. В полированных шлифах видна петельчатая и прожилково-вкрапленная текстура таких руд. Галенит образует скопления неправильных, ксеноморфных, сильно дробленных зерен (0,002–0,7 мм); он составляет до 25 % объема руды. Среди галенита спорадически отмечаются зерна более раннего сфалерита, а также пирита, арсенопирита и халькопирита.

Как показывают результаты термометрического исследования первичных газово-жидких включений в целестине, кальците и кварце, образование целестиновых месторождений происходило из горячих растворов (от 250 до 100 °C). Рудные тела сформированы как метасоматически, так и путем выполнения открытых трещин. Источником стронция, возможно, являлись нижележащие эффузивно-осадочные

формации и сами вмещающие породы: изотопный анализ стронция показал его коровый источник ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7082 \pm 0,002$).

Антимонитовая рудная формация представлена двумя небольшими разрабатывавшимися в прошлом месторождениями; они весьма сходны, но определенное различие в составе руд позволяет условно подразделить их на две субформации: Sb-Cu-Ni и Sb-Au-W. К первой относится месторождение Патиар (48), расположенное в южном борту альпийской грабен-синклинали среди толщи верхнепротерозойских-нижнепалеозойских метаморфических сланцев с линзами мраморов и протрузивными пластинообразными или изометричными телами лиственитизированных серпентинитов. Оруденение контролируется крутопадающими разломами северо-западного и субмеридионального направления и локализуется, как правило, на некотором удалении от них в оперяющих трещинах. Небольшие кварц-карбонатные жилы и зоны прожилкования с вкрапленным антимонитом сопровождаются убогой гипергенной минерализацией меди и никеля.

Месторождение Торкемани (50) представляет Sb-Au-W субформацию. Оруденение прослеживается полосой на протяжении 1 км вдоль зоны глубинного Торкемани-Ордибского разлома. Оно концентрируется в линзах и горизонтах мраморов среди верхнепротерозойских-нижнепалеозойских метаморфических сланцев, которые заключают единичные пластины серпентинитов. Рудные тела представлены небольшими жилами, зонами прожилково-вкрапленного оруденения в брекчиях с антимонитом и сурьмяными охрами (валентинитом и сервантитом); отмечаются никелистый пирит, магнетит, шеелит. Антимонит образует крупные агрегативные выделения прожилковидной формы с крупнозернистым пластинчатым строением; распространена также тонкая вкрапленность. Жильные минералы: кварц, кальцит, барит. Руды в отвалах содержат в среднем Sb 2,6 % и Au 0,6 г/т, установлено также (в %): Pb — до 1; Zn — до 0,6–1; Ag — до 0,01.

На фланге месторождения в лиственитизированных серпентинитах обнаружено золотое оруденение, отнесенное к золото-лиственитовой формации. Именно с ней, видимо, связана первая в Иране находка золотого самородка "Анарек" массой 60 г. Морфология и минеральный состав зоны оруденения, как и его масштабы, пока остаются неясными, очевидна только золотоносность лиственитов на месторождении Торкемани (до 1,2 г/т). По-видимому, золоторудная минерализация аналогичного характера зафиксирована в меланже Наин-Зеварской зоны небольшими шлиховыми ореолами золота.

Условно к киноварной рудной формации относится ртутная минерализация, устанавливаемая преимущественно в зонах нарушений (чаще всего — в ассоциации с телами серпентинитов) в виде шлиховых или геохимических ореолов рассеяния, но в ряде случаев и в коренном залегании (до 0,1 % Hg).

Телетермальные месторождения железа и марганца объединяются в две очень близкие по составу и условиям образования рудные формации: железо-марганцевую и оксидно-железную (гематитовую). Первую представляет месторождение Холу Хейдар (40), приуроченное к крутому субширотному разлому в верхнепротерозойских метаморфитах на границе сланцево-кварцитово-и мраморной толщ. Оруденение локализуется в зоне дробления шириной до 15 м и прослеживается на 150 м в виде рудных линз и неправильных тел размером до 5x25 м. По падению оно прослеживается в старой шахте на 60 м. Руды гематитовые с примесью пиролюзита и псиломелана, нерудный минерал — барит. Текстура руд пятнистая, массивная, пористая. Средние содержания (в %): Fe 35,23; Mn 8,19; примеси: Cu 0,03; Zn 0,2; Pb 0,07; Ni 0,1; Co 0,05. Подобный характер имеют и более мелкие месторождения оксидно-железной рудной формации (Пиук, Мамадабад, Лакаб и др.). В составе руд преобладает гематит, отмечается магнетит.

Телетермальное марганцевое месторождение Восточное Торкемани расположено на восточном фланге сурьмяного месторождения Торкемани (50). Оно локализуется в висячем боку Торкемани-Ордибского глубинного разлома, в горизонте доломитов (10–20 м) среди верхнепротерозойских—нижнепалеозойских метаморфических сланцев. Протяженность зоны оруденелых доломитов около 2,6 км. На месторождении выделяется два типа руд — карбонатные и окисные. Карбонатные железо-марганцевые руды сложены марганецсодержащими анкеритом и сидеритом, метасоматически замещающими доломиты. Содержание марганца в среднем 2–4 %, железа 15–20 %. Более богатые оксидные марганцевые руды распределяются в виде пятен, гнезд, зон прожилкования. Наибольшее тело руд протяженностью 50 м, мощностью 0,4–3,5 м и прослеживается по падению на 15 м. Руды состоят из пиролюзита (до 35 %), псиломелана (45 %), сажистого материала (10 %) и кварца (10 %). Среднее содержание Mn 23,1 %, Fe 9 %. В руде, обогащенной ручной, разборкой при кустарной добыче, определено Mn 40,4 %, Fe 4,9 %. Запасы оксидных руд оцениваются примерно в 15 тыс. т, карбонатных железо-марганцевых — около 10 млн. т.

Телетермальную нерудную минерализацию представляют проявления хризотилового асбеста и талькового камня, небольшие месторождения магнезита и бирюзы. Отнесение такой минерализации к телетермальному классу несколько условно, так как формирование ее связано с широкой гаммой процессов, сопровождавших ранние метаморфизм и магматизм и следовавших вплоть до современного гипергенеза. Локализация этих месторождений в молодых структурах позволяет связывать их с альпийской активизацией.

Тесно связанные между собой асбестовые и тальковые проявления, рассматриваемые в составе единой жильно-метасоматической тальк-асбестовой рудной формации, ассоциируют с серпентинизированными

ультрамафитами как в меланже Наин-Зеварской зоны, так и в протрузивных массивах зон крупных разломов. Материнские породы во всех случаях испытали дорудный метаморфизм фации зеленых сланцев с парагенезисами Серп + Та, Серп + Акт + Хл, Серп + МП. Асбесторудная минерализация развивается в зонах смятия полностью серпентинизированных ультрамафитов и имеет явно наложенный характер. Зоны асбестирования иногда достигают значительных размеров (до 400 м по протяженности), но асбестоносные тела в них невелики и обычно сложены деревянистым продольно-волокнистым асбестом с длиной волокон до 7 см. Очень редко встречаются прожилки более качественного поперечно-волокнистого асбеста до 1 см длиной. В сходной геологической обстановке разрабатываются также небольшие линзовидные тела талькового камня.

Небольшое, кустарно обрабатываемое месторождение магнетитовой формации Кух-е Ранж (55) и ряд более мелких в Наин-Зеварской зоне приурочены к массивам серпентинизированных гипербазитов и представлены небольшими жилами магнетита мощностью 0,5–10 м и протяженностью 10–500 м. Состав добываемых руд (в %): MgO 38,3–47,02; SiO₂ 0,77–9,63; CaO 0,48–1,78.

Специфичная рудная формация прожилковой бирюзы проявлена в северном краевом выступе фундамента Анарек-Хурского массива на двух кустарно разрабатывающихся месторождениях Чах Пошти и Ибрагим Зари (5). Вмещающая толща сложена разнообразными метаморфическими (в том числе графитовыми и тальк-хлоритовыми по ультрамафитам) сланцами, кварцитами, амфиболитами, мраморами. Бирюза локализуется в зонах дробления среди гематизированных кварцитов и сланцев. Минерал образует тонкие (от 1 мм до 1,5 см) ветвящиеся прожилки, мелкие гнезда (до 2 см), вкрапления. В основном он фиштаккового, желто-зеленого, зеленого цвета. Голубая ювелирная разновидность встречается реже и имеет вид тонких (до 7 мм) прожилков и небольших (до 8 мм) овальных выделений. С бирюзой ассоциируют кварц и гематит, в аншлифах определены также пирит и самородное серебро. Последнее заключено в кварце в виде неправильных удлинённых мелких (0,006 мм) зерен. Гематит образует выделения прожилковой, петельчатой форм, в сплошных агрегатах — мелкозернистый; отмечаются выделения гематита сферолитовой формы. Пирит присутствует в виде тончайших включений в гематите.

Из других нерудных упомянем пластовую ангидритовую формацию — метасоматические залежи по пластам миоценовых карбонатных пород.

Метаморфизованные

Эта группа месторождений в АРР представлена лишь одним объектом (Северный Чах Паланг) и несколькими небольшими проявлениями.

Месторождение Северный Чах Паланг (53) приурочено к выступу метаморфического фундамента одноименной тектонической зоны. Оруденение этого типа в АРР установлено впервые, при этом оно близко такому же главной железорудной провинции Ирана — Бафкской и, как установлено, распространяется далеко за ее пределы. Р. Хукриде, А. Хагипуром и другими месторождения этого типа в Иране считались контактово-метасоматическими. Однако данные работ С.А. Голубева, В.П. Орлова и других в Бафкском и сопредельных районах и наблюдения в АРР позволяют считать часть таких месторождений (по крайней мере — стратиформные, ассоциирующие с вулканическими образованиями) метаморфизованными вулканогенно-осадочными. Как было установлено А.В. Венковым [4], детально проанализировавшим условия образования главных железорудных месторождений Бафкского района, они сформированы в результате сложного сочетания рудообразующих процессов и являются полигенными. Видимо, это справедливо и для рассматриваемого месторождения.

Для рудных тел месторождения Северный Чах Паланг (рис. 23) характерен четкий литологический контроль: они связаны с толщей верхнепротерозойских—нижнепалеозойских мраморов, доломитов, биотит-кварц-карбонатных сланцев, подстилаемых метавулканитами. Установлены небольшие секущие тела метабазитов. Метаморфизм пород имеет полифациальный характер: на низкотемпературные парагенезисы фации зеленых сланцев накладывается среднетемпературное изменение (мусковит-роговиковой фации), видимо, вызванное термальным воздействием нескрытых интрузивов. Рудоносная пачка участвует в строении асимметричной синклинали складки, разбитой серией нарушений. Наклон пород на крыльях складки меняется от 30 до 70°. Выделяются три рудных зоны, прослеживаемых по простиранию (отчасти по данным магнитометрии) от 800 до 1200 м. Они имеют сложное строение за счет чередования горизонтов и линз сплошных магнетитовых руд с вкрапленными рудами и безрудными породами. В пределах главной зоны выделяются три выдержанных рудных тела мощностью 20,40 и 12 м, в двух других зонах тела имеют меньшие размеры и невыдержаны по простиранию. По падению рудные тела главной зоны прослежены буровыми скважинами до глубины около 200 м. Граница зоны окисления проходит на глубинах от 10 до 80 м.

Выделяются два типа руд: первичные магнетитовые и окисленные — гематит-мартитовые с гидроксидами железа и пиролюзитом. Первичные руды имеют массивную, брекчиевидную или неяснополосчатую тексту-

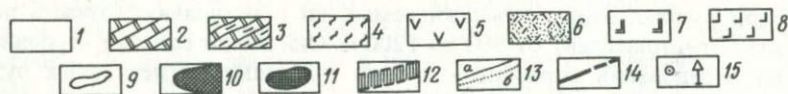
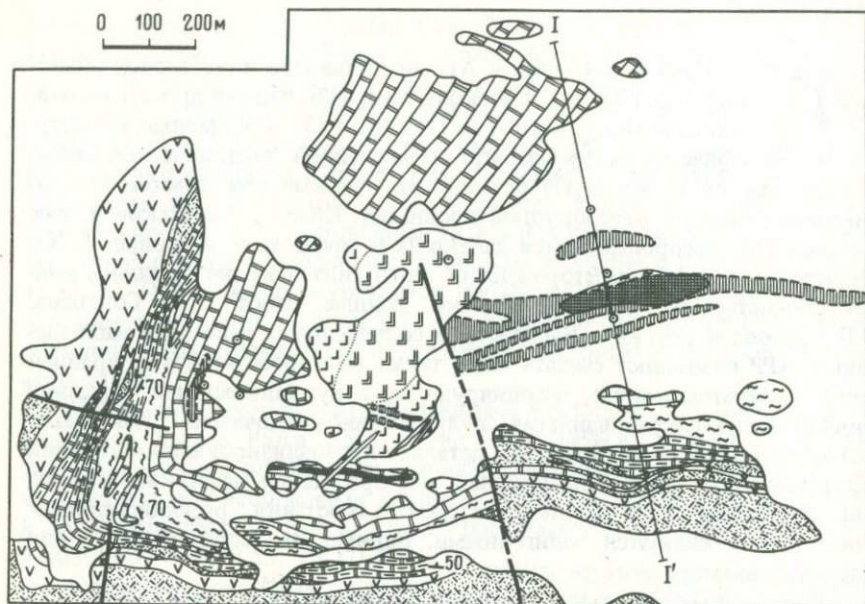


Рис. 23. Схематическая геологическая карта месторождения Северный Чап Паланг (восточный фланг).

1. — четвертичные отложения; 2–6 — верхний протерозой–нижний палеозой: 2 — массивные мраморы, 3 — плитчатые мраморы, 4 — метаморфические сланцы, 5 — метавулканисты, 6 — кварциты; 7–9 — раннепалеозойские (?) интрузивные породы: 7 — габбро, 8 — микрогаббро, габбро-диабазы, 9 — метадиабазы (дайки); 10–11 — руды: 10 — магнетитовые, 11 — мартитовые и гематит-лимонитовые; 12 — скрытые магнетитовые рудные тела (по геофизическим данным); 13 — геологические границы: нормальные — а, фациальные — б; 14 — разломы; 15 — скважины

ру и сложены магнетитом с примесью пирита (до 5%), единичных зерен халькопирита, арсенопирита, пирротина. В окисленных рудах присутствуют гематит-мартит, гётит и гидрогётит, пиролюзит. Нерудные минералы представлены карбонатами трех генераций (реликтовые кальцит и доломит, — парагенные с магнетитом сидерит и манганосидерит, — поздний метаморфический кальцит в прожилках), кварцем, биотитом, амфиболом, хлоритом, мусковитом, гранатом.

Первичные руды по содержанию железа бедные: в среднем по рудным залежам главной зоны 24—28,9%, в отдельных пробах до 50,7%; они пригодны к переработке в доменных печах только после обогащения. Содержание марганца до 5% (в среднем 2,51%); вредные примеси (в%): S 0,6—1,7; P₂O₅ 0,2—0,6; Zn 0,001. Из первичных руд методом магнитной сепарации получен концентрат с 64—70% железа, относительное извлечение 72—91%, при этом в хвостах содержится 8—19% железа. Окисленные руды отличаются более высокими содержаниями железа и марганца (соответственно 27,5—46,6% и 1,73—10,2%), но не поддаются магнитной сепарации. Подсчитанные (до глубины 200 м) запасы руд главной зоны 25,7 млн. т, из них 18,6 млн. т — первичные и 7,1 млн. т — окисленные руды. Запасы месторождения до глубины 500 м оцениваются в 55—60 млн. т.

Экзогенные

Месторождения экзогенного происхождения не являются предметом рассмотрения в данной работе, но поскольку они развиты достаточно широко и дополняют представления о рудоносности АРР, коротко охарактеризуем их основные типы.

Остаточные месторождения представляют многочисленные, но мелкие объекты кустарной отработки гидромагнезита (для использования в качестве отбеливающего средства), минеральных красок, самородной серы. Подавляющая часть месторождений гидромагнезита сосредоточена в южной части Наин-Зеварской офиолитовой зоны, где они образуются в коре выветривания серпентинитов, сформированной на полого-холмистом, сглаженном рельефе. Мощность площадной коры выветривания достигает 3 м, линейной (над зонами нарушений) — до 6 м. В верхней части профиля выветривания развит горизонт буро-зеленых железисто-магнезиальных (нонтронитовых?) глин с реликтовыми глыбами серпентинитов. Белоснежные порошкообразные массы гидромагнезита образуют включения и гнезда до 25 см в поперечнике, реже небольшие линзовидные залежи и жилы. В мономинеральной массе содержится (в%): MgO 44,68; CaO 4,31; SiO₂ 2,46; Fe₂O₃ 0,68; при п.п.п. 46,24.

Месторождения лимонитовых охр — минеральных красителей разрабатываются в верхних частях зон окисления полиметаллического, гематитового оруденений и др. В прошлом бурожелезняковые массы

зон окисления добывались и для использования в качестве присадки при кустарной выплавке металлов. Ведется разработка и самородной серы, имеющей характер гнезд в железной шляпе зоны пиритизации.

Формирование оруденения инфильтрационного класса обусловлено сочетанием аридного климата и благоприятных геолого-геоморфологических условий. Наиболее интересный объект такого типа — урановое рудопроявление Мухоммабад в южной части Дашт-е Кевирской впадины. Оно представляет собой группу небольших холмов, сложенных плотными железистыми радиоактивными песчаниками, возникшими в результате цементации четвертичных золотых песков в полосе разгрузки урансодержащих подземных вод вдоль зоны разлома на заболоченной равнине у подножия возвышенностей. Последние сложены позднепротерозойскими гранитоидами и метаморфитами. Радиоактивность этих песчаников обусловлена присутствием в цементе урансодержащих (до $13,7 \cdot 10^{-3} \%$ U) лимонита и карнотита. Последний образует натечно-гроздевидные войлокообразные агрегатные скопления (до 1 мм). В песчаниках на поверхности содержится (в %): U до $26 \cdot 10^{-4}$, Th $14 \cdot 10^{-4}$, Ra $19,3 \cdot 10^{-11}$. Источником радиоактивных элементов, поступающих в зону аэрации с подземными водами, по-видимому, являются темные углеродистые метаморфические сланцы и гнейсо-граниты, отличающиеся повышенной радиоактивностью.

Другим примером инфильтрационной минерализации служит расположенное на окраине пустыни Дашт-е Кевир проявление железных руд в виде литифицированного панциря, сформированного в результате цементации поверхностного горизонта (0,2–1,3 м) террасы в зоне разгрузки высокожелезистых грунтовых вод. Общая площадь останцов этого панциря около 6 км². Роль рудного цемента (до 65 %) выполняют лимонит и гётит аморфно-коллоидной, концентрически-зональной, пятнистой структур. В рудах в среднем содержится Fe 42,7 %; MnO 0,12 %.

Месторождения и рудопроявления осадочного происхождения представлены марганцевыми рудами, гипсом, поваренной солью, каустобиолитами и др. Марганцевое рудопроявление Чах Калех на западе АРР представлено двумя рудоносными пластами мощностью 1,5–3 м и 1–1,5 м в толще миоценовых известняков (формация Ком), прослеженными на 1,8 км. Рудный минерал — пиролюзит, он слагает до 55 % породы, образует агрегаты, прожилки, оторочки вокруг нерудных минералов, реже желваки и гнезда. Содержания марганца низкие: 0,6–3,7 %.

Месторождения гипса приурочены главным образом к красноцветной олигоцен-миоценовой молассе межгорных впадин, реже они отмечаются в пестроцветных отложениях эоцена и неокома за пределами новейших впадин. Мощность разрабатывающихся гипсовых пластов составляет 1–3 м, реже до 10 м. В гипсах отмечаются повышенные

содержания стронция (до 1 % и более), в тяжелой фракции определен целестин. Крупная залежь (около 280 км²) поваренной соли четвертичного возраста обнаружена в Ком-Ардеканской впадине. Запасы этой залежи оцениваются в 400–500 млн. т. По южному обрамлению Дашт-е Кевирской впадины в эоценовых пестроцветках отмечены битумопровяления (3,2 % хлороформного битумоида).

Глава 3

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Изотопно-геохимические. Для уточнения генетической позиции оруденения, локализованного в различных структурно-геологических условиях, стадийности и условий сульфидного минералообразования выполнена серия определений изотопного состава свинца и серы в рудных пробах, главным образом полиметаллического состава, с 22 гидротермальных месторождений АРР. Исследовались изотопы свинца (преимущественно галенитов) и серы (сфалеритов, халькопиритов, пиритов, сульфатов). Изотопные определения выполнены в лабораториях отдела геохимии стабильных изотопов Отделения металлогении ИГФМ АН УССР*. Изотопный состав среды определялся по стандартной методике в монофракциях серосодержащих минералов на масс-спектрометре МТ-1309. Точность определений $\pm 0,2$ %. Все полученные результаты приведены по отношению к метеоритному стандарту. Изотопный состав свинца галенитов и пород определялся на унифицированном интерференционном спектроанализаторе УИСА-72.

Изотопный состав серы исследованных месторождений района характеризуется дисперсией значений $\delta^{34}\text{S}$ от $-30,6$ до $+29,0$ ‰, т.е. почти 60 ‰ (по 105 пробам). На конкретных месторождениях диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$ не более 20 ‰. В целом наблюдается тенденция обогащения серы изотопом ^{34}S от руд в породах метаморфического фундамента массивов к рудам в кайнозойских отложениях (рис. 24).

* Интерпретация материалов проведена совместно с А.А. Юшиным и Ф.И. Жуковым (ИГФМ АН УССР).

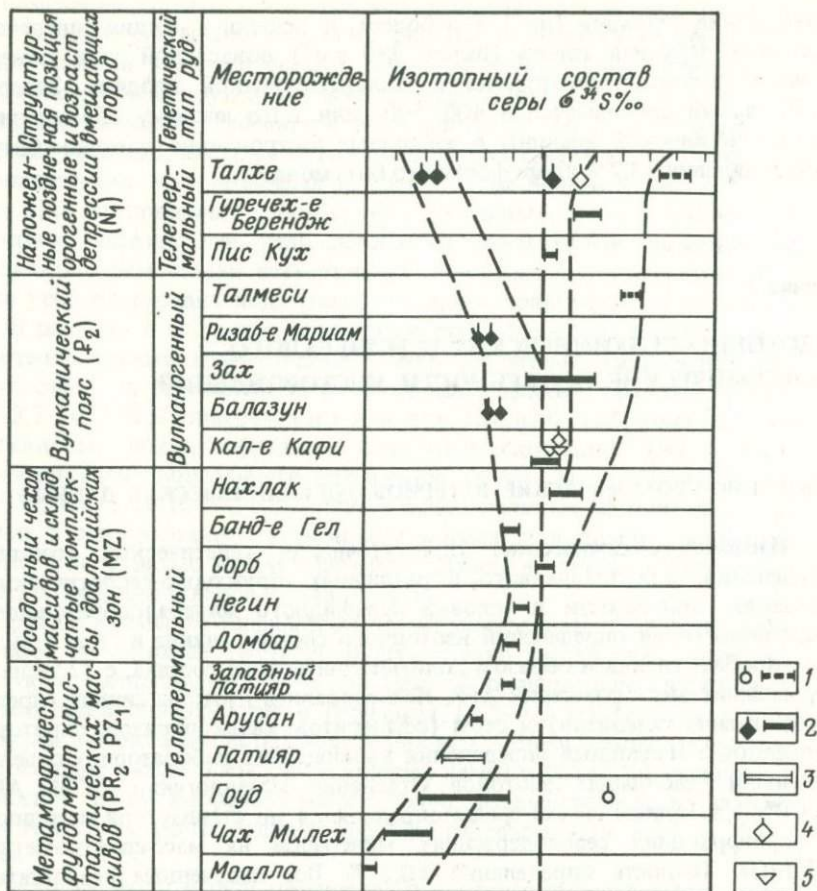


Рис. 24. Изотопный состав серы в рудах месторождений АРР.

1–3 – единичные значения и пределы вариаций $\delta^{34}\text{S}$ для: 1 – сульфатов (целестин, гипс, ангидрит), 2 – галенита, 3 – антимонита; 4–5 – единичные значения $\delta^{34}\text{S}$ для: 4 – пирита, марказита, 5 – халькопирита

Для сульфидов месторождений в верхнепротерозойских–нижнепалеозойских толщах фундамента установлено систематическое обогащение серы изотопом ^{32}S ($\delta^{34}\text{S}$ S от $-29,3$ до $-3,0\text{‰}$). На месторождениях, локализованных в мезозойских породах платформенного чехла массивов или доальпийских складчатых зон, сера сульфидов по изотопному составу близка или приближается к уровню метеоритного стандарта ($\delta^{34}\text{S}$ S от $-5,0$ до $+8,9\text{‰}$). В рудах из кайнозойских отложений

наблюдается более сложная картина распределения изотопных составов серы. Для вулкано- и плутоногенных месторождений, локализованных в породах эоценового вулканического пояса, с одной стороны, характерна близость серы к уровню метеоритного стандарта (медно-молибденовое месторождение Кал-е Кафи), что свидетельствует о глубинном вулканическом источнике серы. С другой стороны, намечается тенденция к обогащению руд как изотопно-легкой ($\delta^{34}\text{S}$ от $-8,0$ до $-12,3\text{‰}$ на месторождениях Ризаб-е Мариам и Балазун), так и тяжелой серой. Наиболее контрастное различие этих двух групп проявлено на месторождении Зах, где по изотопному составу серы выделяются галениты со значениями $\delta^{34}\text{S}$ от $-1,3$ до $+5,2\text{‰}$ и от $+11,1$ до $+13,3\text{‰}$. Позднеальпийские телетермальные сульфидно-целестиновые месторождения во впадинах сохраняют и более контрастно проявляют тенденцию к обособлению в сульфидах двух групп значений $\delta^{34}\text{S}$ ($+4,8$ и $-19,8\text{‰}$). Полученные на месторождении Талхе значения $\delta^{34}\text{S}$ для целестинов и ангидритов (до $+26,5\text{‰}$) согласуются с представлением об участии серы осадочных морских сульфатов в формировании оруденения в миоценовых породах.

Следует отметить, что вариации изотопного состава серы фиксируются и на месторождениях, локализованных в породах метаморфического фундамента и платформенного чехла, причем каждому участку таких месторождений присущ свой диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ (Гоуд, Нахлак, Патиар и др.). Подобные вариации обусловлены или изменением состава серы рудогенерирующего раствора (в случае многоэтапного процесса рудоотложения), или различными условиями кристаллизации сульфидов на каждом из участков. Для уточнения представлений о формировании изотопного состава серы рудогенерирующих растворов были изучены сульфаты, ассоциирующие с рудной минерализацией. Сопоставление изотопного состава серы гипса из руд месторождения Гоуд ($\delta^{34}\text{S} = +15,4\text{‰}$) с широким диапазоном вариаций $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах позволяет предполагать, что первоначальное накопление рудного вещества происходило в палеоводоемах за счет процессов бактериальной сульфатредукции. В периоды последующих этапов тектономагматической активизации происходили мобилизация, перенос и концентрация руд в благоприятных структурно-литологических условиях, с наложением поздних их генераций на ранние, отличающиеся по физико-химическим параметрам минералообразования.

Изотопный состав свинца определен в 112 пробах галенитов. Данные изотопных определений свидетельствуют о значительном диапазоне вариаций изотопного состава свинца, превышающем уровень аналитической ошибки:

$^{204}\text{Pb} - 1,282-1,440\%$,
 $^{206}\text{Pb} - 25,104-26,156\%$,

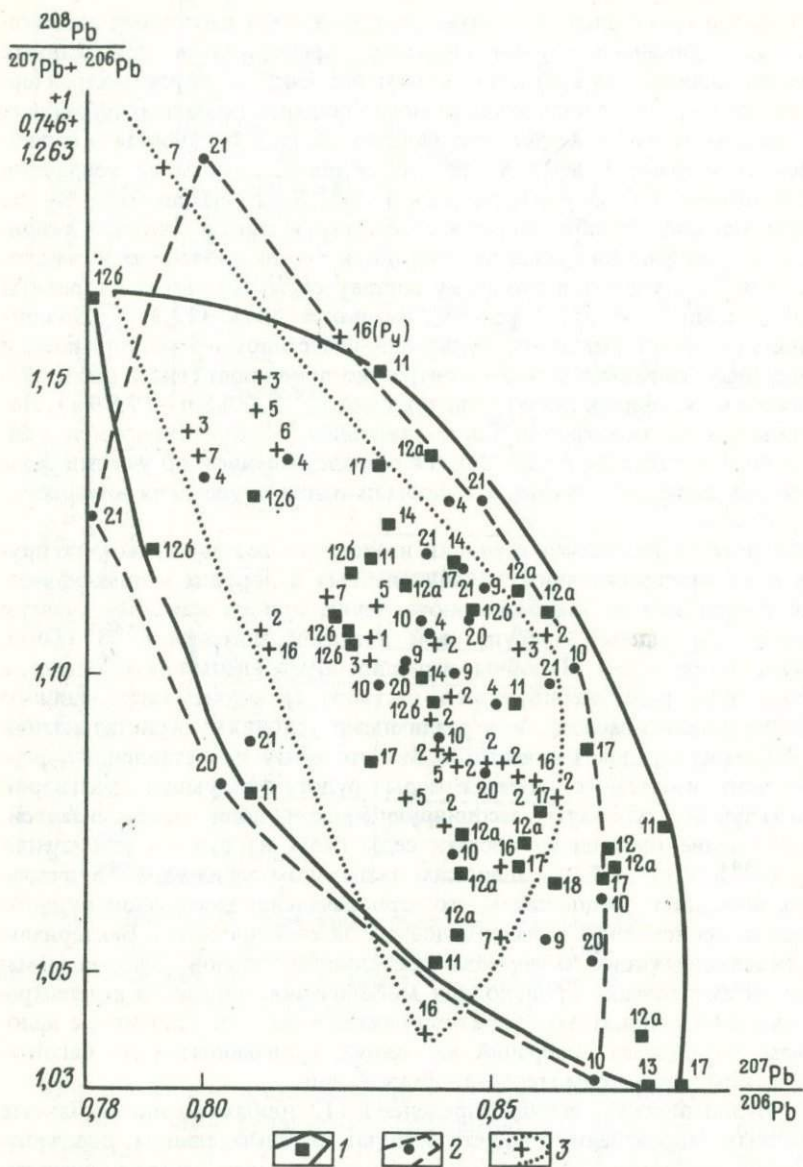


Рис. 25. Вариации свинцово-изотопных отношений в галенитах месторождений, локализованных в породах различного возраста.

1-3 - поля и точки свинцово-изотопных отношений в галенитах из месторождений в породах: 1 - верхнепротерозойских-нижнепалеозойских, 2 - мезозойских

^{207}Pb — 20,436—22,707 %,

^{208}Pb — 49,940—52,913 %.

При этом установлено, что исследованные свинцы относятся к аномальным, контаминированным радиогенными изотопами. Это подтверждается разбросом точек изотопных соотношений $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ преимущественно в пределах от 1,03 до 1,14 и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от 0,80 до 0,88 (рис. 25). Контаминация свинца галенитов в одних случаях преимущественно торогенными, в других — ураногенными изотопами позволяет предполагать их привнос из разных Th-U-Pb систем. Ориентировочный расчет таких систем, продуцирующих радиогенную добавку, выполненный по методу А.И. Тугаринова, свидетельствует об их древнем возрасте (более 700—800 млн. лет).

Свинцово-изотопные данные позволяют видеть широкое проявление контаминации свинцов из разных источников в рудах месторождений АРР. В целом по степени контаминации свинца в галенитах большинства исследовавшихся месторождений выделяются следующие группы свинцов:

1. Близкие к уровню обыкновенного свинца ($^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb} \approx 1,10$): на месторождениях Зах, Негин, Моалла и др.;

2. С повышенным содержанием торогенного изотопа ^{208}Pb ($^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ до 1,26): на месторождениях Гуречех-е Берендж, Арусан, Гоуд, Пис Кух, Балазун, Домбар и др.;

3. С пониженным содержанием торогенного изотопа ^{208}Pb ($^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ до 1,03): на месторождениях Нахлак, Сорб, Гоуд, Кал-е Кафи и др. Можно видеть, что в каждой из этих групп присутствуют гидротермальные месторождения разных генетических классов.

Для руд месторождений в верхнепротерозойских—нижнепалеозойских метаморфических породах характерны широкие вариации свинцово-изотопных соотношений с преобладанием свинца, имеющего высокий уровень отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (см. рис. 25). При этом в рудах месторождения (рудного поля) Гоуд в составе галенитов участка Хому фиксируются две группы свинцов, различающихся уровнем свинцово-изотопного отношения $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$, тогда как в рудах участка Бескош установлен преимущественно один тип свинца — обогащенный изотопом ^{208}Pb , что позволяет предполагать различный состав свинца рудоносных

ких, 3 — кайнозойских; P_y — пирит; цифровые обозначения (1—22) точек соответствуют номерам месторождений: 1 — Талхе, 2 — Зах, 3 — Гуречех-е Берендж, 4 — Домбар, 5 — Пис Кух, 6 — Балазун, 7 — Ризаб-е Мариам, 8 — Чах Сефид, 9 — Негин, 10 — Нахлак, 11 — Чах Милех, 12 — Гоуд (в т.ч. 12а — уч. Хому, 12б — уч. Бескош), 13 — Чах Горбех, 14 — Моалла, 15 — Талмеси, 16 — Кал-е Кафи, 17 — Арусан, 18 — Патиар Западный, 19 — Патиар, 20 — Сорб, 21 — Банде Гел

флюидов. В составе галенитов месторождений Чах Милех и Арусан установлен свинец, по уровню изотопных отношений аналогичный свинцу месторождения Гоуд.

В изотопном составе свинца месторождений, локализованных в мезозойских толщах, наблюдаются те же тенденции. Наиболее контрастно различаются свинцово-изотопные отношения в рудах, локализованных в кайнозойских породах: вулканитах эоцена и более молодых толщах позднеальпийских впадин. Подобное распределение свинцово-изотопных отношений позволяет предполагать определенную разобщенность отдельных этапов рудоотложения.

Ранние этапы альпийского рудообразования (локально проявленный позднемеловой и практически повсеместный эоценовый) в районе характеризовались привнесом свинца с наиболее низким $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ и высоким $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ уровнем отношения. Эти этапы рудоотложения отчетливо зафиксированы в рудах разнообразных вулканогенных и плутоногенных месторождений Чах Сефид, Кал-е Кафи, Зах, Ризаб-е Мариам, а также на участках телетермальных полиметаллических месторождений Нахлак, Сорб, Гоуд, Чах Милех, Арусан, залегающих в породах метаморфического фундамента и осадочного чехла. Систематическое обогащение свинца изотопом ^{208}Pb устанавливается в сульфидно-целестиновых рудах, сформировавшихся на позднемиоценовом этапе во впадинах (телетермальные месторождения Гуречех-е Берендж, Пис Кух, Талхе). Рудообразование этого этапа фиксируется также в рудах различных месторождений других региональных структур (Ризаб-е Мариам, Домбар, Банд-е Гел, Моалла, Гоуд и др.); при этом позднемиоценовый этап рудоотложения был проявлен при формировании руд участка Хому и Бескош месторождения Гоуд, а более ранний — только в рудах участка Хому (снижение уровня отношения $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ меньше 1,09).

Таким образом, представляется возможность сравнения изотопных характеристик руд двух генетических групп гидротермальных месторождений, возраст и геологическая позиция которых наиболее очевидны — эоценовых вулканогенных и плутоногенных с одной стороны и позднемиоценовых телетермальных в позднеорогенных впадинах — с другой (рис. 26). Для первой группы месторождений (Зах, Кал-е Кафи и др.) типичны близкий к уровню метеоритного стандарта изотопный состав серы сульфидов и тенденция к уменьшению $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ и увеличению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ свинцово-изотопных отношений. Напротив, руды месторождений, локализованных в молодых отложениях впадин, характеризуются увеличением до 1,15 (и даже в одном случае 1,26) значения $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ при уменьшении отношения $^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$, а также более отчетливой тенденцией к обогащению серы сульфидов и сульфатов изотопом ^{34}S (Гуречех-е Берендж, Талхе и близкое им месторождение Пис Кух в эоценовых пестроцветах).

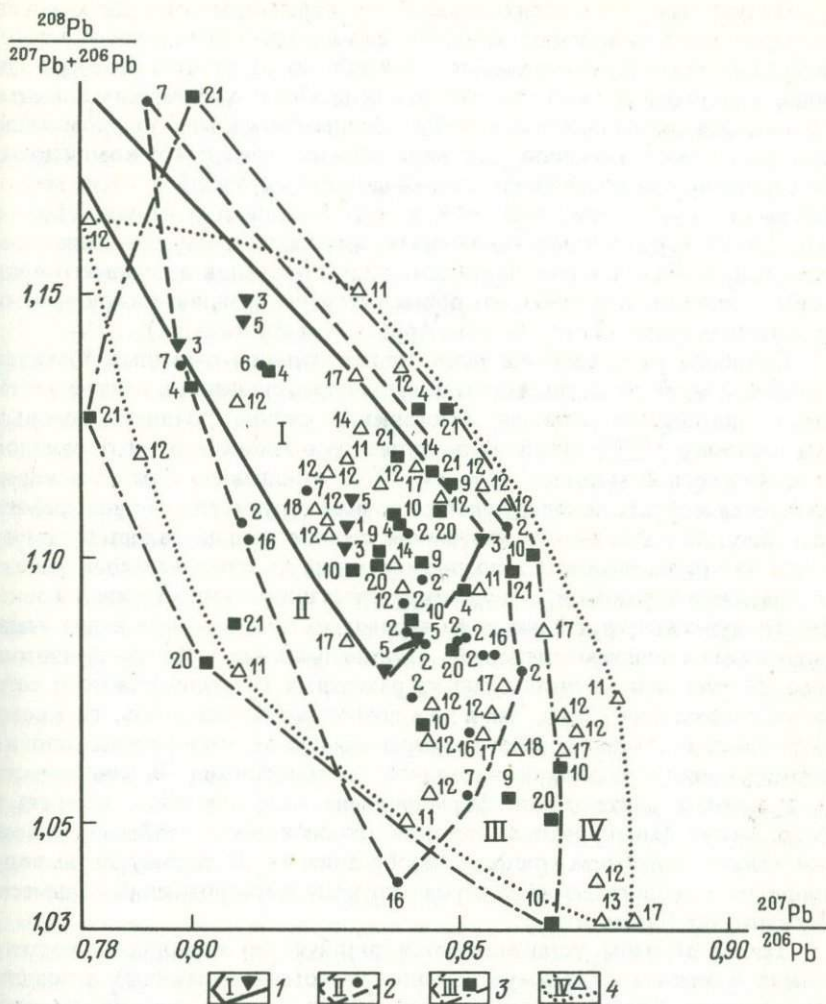


Рис. 26. Особенности свинцово-изотопных отношений в галенитах руд месторождений, приуроченных к различным структурам.

1-4 - границы и номера полей свинцово-изотопных отношений руд месторождений в: 1 - новейших наложенных впадинах (1, 3, 5), 2 - вулканоструктурах (2, 6, 7, 16), 3 - мезозойских породах платформенного чехла и складчатых зон (4, 9, 10, 20, 21), 4 - выступах фундамента (11, 12, 13, 14, 17, 18). Номера месторождений (1-21) см. на рис. 25

Полученные изотопно-геохимические параметры этих двух групп месторождений позволяют наметить парагенетические связи и многочисленных телетермальных месторождений, возрастно-генетическую позицию которых нельзя однозначно определить по геологическим данным, так как они размещаются в выступах фундамента и мезозойском чехле кристаллических массивов или мезозойских складчатых комплексах. По особенностям изотопного состава свинца (см. рис. 26) такие месторождения стоят ближе к первой (Сорб, Негин) или второй (Банде Гел, Домбар) рассмотренным группам, или характеризуются значительным разбросом точек свинцово-изотопных отношений вдоль всего поля рудных свинцов, или занимают промежуточную позицию между рудами выделенных групп (Гоуд, Нахлак, Арусан, Чах Милех и др.).

Подобное распределение разнотипных свинцов в рудных объектах свидетельствует об их последовательном переотложении в течение достаточно длительного периода. Обогащение свинца позднемiocеновых руд изотопом ^{208}Pb отражает поступление в миоцене рудных свинцов из источников с высоким уровнем Th/U отношения. Этот тип свинца проявился в рудах, локализующихся во всех структурных ярусах района (см. рис. 26). Различия в изотопном составе свинца свидетельствуют о том, что рудоотложение в позднем миоцене не ограничивалось позднелпийскими впадинами, а оруденение кристаллических массивов и эоценового вулканического пояса фомировалось не менее чем в два этапа (эоценовый и позднемiocеновый). Индивидуальные особенности изотопного состава серы и свинца руд из различных участков одного и того же месторождения (Гоуд, Зах и др.) позволяют предполагать, что кроме различий в источниках свинца и серы важное значение имели условия формирования каждого конкретного месторождения. В зависимости от времени и длительности формирования того или иного объекта в рудах могут фиксироваться изотопно-геохимические особенности всех или только отдельных этапов рудообразования. К такому же выводу приводит и геологический материал по ряду месторождений (Талмеси, Мескани, Чах Паланг и др.).

Таким образом устанавливается различие по изотопному составу свинца эоценового (преимущественно ураногенные свинцы) и позднемiocенового (преобладание изотопа ^{208}Pb) этапов тектономагматической активизации и рудообразования. При этом изотопный состав, видимо, фиксирует участие в рудоотложении серы:

прошедший этап биогенной сульфат-редукции в древних метаморфизованных стратиформных залежах с образованием изотопно-легких сульфидов (в результате биогенной редукции сульфата морской воды); эндогенных растворов, связанных с эоценовой поствулканической гидротермальной деятельностью;

осадочных палеоморских сульфатов позднеорогенных впадин.

Полученные изотопно-геохимические данные указывают на поли-

генный и полихронный процесс формирования месторождений района.

Термобарогеохимические. Методами декрепитации и гомогенизации определялись параметры образования рудных и жильных минералов ряда месторождений АРР. Основная масса определений выполнена в лабораториях Института геологии АН Таджикской ССР, анализы проводились по стандартным методикам*. В общей сложности исследовано 217 рудных проб с 16 месторождений. Установлено, что галениты эоценовых плутоно- и вулканогенных месторождений (наложенное золото-полиметаллическое оруденение на медно-молибденовом месторождении Кал-е Кафи, полиметаллическая минерализация месторождения Зах и другие) образовались при температуре 150–130 °С и давлении $(3-2,8) \cdot 10^7$ Па; кристаллизация раннего кварца – при 200 °С и $(7-6,5) \cdot 10^7$ Па, соответственно.

Телетермальные целестиновые и сульфидно-целестиновые месторождения Талхе, Гуречех-е Берендж II в миоценовых породах (позднемиоценовые) формировались при температуре от 315 до 90 °С и давлении $(8-2) \cdot 10^7$ Па и ниже. Минерализация началась с кристаллизации кварца при 310–285 °С и около $8 \cdot 10^7$ Па. Отложения целестина, сфалерита, галенита, кальцита – при 280–130 °С и $(4,3-2,4) \cdot 10^7$ Па. Процесс рудоотложения завершился образованием марказита при 100–90 °С.

Телетермальные месторождения полиметаллической формации в более древних породах (метаморфитах фундамента или мезозойского чехла) формировались при температуре от 280 до 90 °С и давлении $(8-2,8) \cdot 10^7$ Па. Минерализация началась с отложения кварца. Галенит, сфалерит, целестин кристаллизовались преимущественно при температуре 150–100 °С и давлении не свыше $3,2 \cdot 10^7$ Па. Однако на ряде таких месторождений они существенно отличаются более высокими *PT*-условиями: целестин Нахлака – при 240–220 °С и $(3,4-3,2) \cdot 10^7$ Па, сфалерит Гоуда при – 260–240 °С и $(4,2-3,8) \cdot 10^7$ Па и др. Сопутствующие им кальцит, барит, халькопирит – при 240–130 °С и $(3,5-2,8) \cdot 10^7$ Па.

Таким образом, проведенные определения показали, что в исследованных случаях галенит плутоногенных и близповерхностных вулканогенных эоценовых месторождений сформировались при более низких температурах, чем телетермальные сульфидно-целестиновые позднемиоценовые месторождения в позднеорогенных впадинах. Отмечается одна интересная особенность: минеральные ассоциации телетермальных месторождений в доэоценовых породах по температурам образования (как и по изотопным характеристикам) распадаются на две группы, обладающие сходством *PT*-параметров с эоценовыми месторождениями, с одной стороны, и с позднемиоценовыми – с другой.

* Интерпретация материалов проведена совместно с В.В. Могаровским (Институт геологии АН Таджикской ССР).

Для более полной характеристики химического состава руд месторождений АРР, выявления их общих геохимических черт и различий с позиции генезиса и формационной принадлежности на целом ряде объектов проводилось специальное геохимическое опробование (рудных складов, отвалов, старых выработок, керна и др.)*. Геохимические спектры, полученные в результате обработки данных, представляют графическое изображение химического состава руд в форме, удобной для сравнения (рис. 27). При этом использовались удельные логарифмические кларки концентраций, рассчитанные по формуле Е.М. Квятковского: $a = \lg(C_p/C_k) / \lg(100/C_k)$, где a — удельный логарифмический кларк концентрации, C_p — среднее содержание элемента на исследуемом объекте, C_k — кларк элемента.

Вычисленные значения a сопоставлялись с удельными логарифмическими кларками концентраций a_0 , приведенные в работе Е.М. Квятковского, характеризующими способность рудных элементов к концентрации или рассеянию на месторождениях. Геохимические спектры исследовавшихся месторождений сравнивались по величинам отношения a/a_0 , отражающим относительную концентрацию того или иного элемента. Для основных рудных элементов величина отношения a/a_0 может приближаться к 1, для сопутствующих и элементов-примесей она снижается, а для элементов, которые выносятся в процессе рудообразования, может иметь отрицательные значения. По величинам отношения a/a_0 выбранные для анализа 15 металлов условно разделены на три группы: главные ($a/a_0 \geq 0,8$), сопутствующие ($0,8 > a/a_0 \geq 0,4$) и элементы-примеси ($0,4 > a/a_0 \geq 0$). Отрицательные значения a/a_0 не рассматривались. Для графического изображения спектров были приняты пять градаций величин a/a_0 — от 0 до 1, с интервалом 0,2 (см. рис. 27).

Геохимические спектры плутоногенных месторождений характеризуются широким набором элементов с высокими величинами a/a_0 . Существенную роль играют элементы, образующие относительно высокотемпературные минералы — вольфрам, молибден, висмут, олово. В то же время элементы низкотемпературных минералов (барий, стронций) обладают, как правило, отрицательной величиной отношения a/a_0 и не выделяются в этих спектрах. Подразделение плутоногенных месторождений на формации отражается в геохимических спектрах прежде всего в распределении главных металлов с величиной отношения $a/a_0 \geq 0,8$. Так, в меднорудных месторождениях таким элементом является только медь. В спектре медно-молибденового месторождения

* Интерпретация материалов проведена совместно с В.Н. Силаевым (ИМГРЭ).

Класс	Формация, субформация	Месторождения, рудопроявления и их номера на рис. 28, 29	Элементы														
			Cu	Zn	Pb	Ag	Ni	Co	Mo	W	Sn	Bi	As	Sb	Hg	Sr	Ba
Плутоногенный	Медно-порфирировая	Тал-е Сиах (1)															
	Медно-молибденовая	Кал-е Кафи (2)															
	Золото-полиметаллическая	Хуни (3)															
		Кух-е Дом II (4)															
	Жильно-метасоматическая меднорудная	Кух-е Дом IV (5)															
		Анарг (6)															
	Гуроуда (7)																
Серебро-висмутовая	Горсаб IV (8)																
Вулканогенный	Медно-порфирировая	Шекарад (9)															
	Полиметаллическая	Риза (10)															
		Риза-е Марям (11)															
		Пирюзи (12)															
	Колчеданная	Чах Гирех (13)															
		Ягсаб (14)															
		Чах Бериб (15)															
		Талмеси (16)															
	Cu-Ni-Co	Мескани (17)															
		Горд-е Марад (18)															
	Телермальный	Жильная Cu-Ni-Co-полиметаллическая	Себарз (19)														
Чах Шурех (20)																	
Жильная медно-рудная		Чешмех-е Карим (21)															
		Микуд (22)															
Жильная полиметаллическая		Расур (23)															
		Бакорок (24)															
		Дому (25)															
		Галенитовая	Назлак (26)														
			Арусан (27)														
		Галенит-сфалеритовая	Домбар (28)														
			Горд (29)														
	Галенит-сфалерит-халькопиритовая	Банд-е Гел (30)															
		Негин (31)															
	Сулфидно-целестиновая	Сорб (32)															
Чах Харбузе (33)																	
Пластовая сульфидно-целестиновая	Чах Милех (34)																
	Чах Горбех (35)																
Целестиновая	Зап. Патиар (36)																
	Гуречех-е Берендж I (37)																
	Гуречех-е Берендж II (38)																
		Гуречех-е Берендж II (39)															
		Лис Кух (40)															
		Талже (41)															

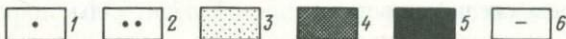


Рис. 27. Геохимические спектры месторождений и рудопроявлений АРР.

1 - $0,2 > a/a_0 > 0,0$; (a_0 - значения по Е.М. Квятковскому, a - рассчитанные для месторождений данного района); 2 - $0,4 > a/a_0 \geq 0,2$; 3 - $0,6 > a/a_0 \geq 0,4$; 4 - $0,8 > a/a_0 \geq 0,6$; 5 - $a/a_0 \geq 0,8$; 6 - элементы не определялись; для месторождений Гуречех-е Берендж II выборки по рудам различных участков

Кал-е Кафи - это медь и молибден, причем наряду с ними высокой величиной a/a_0 обладают также свинец, цинк и серебро, что связано с наличием на этом объекте наложенного полиметаллического оруденения. Главными элементами спектра месторождения Хуни золото-полиметаллической формации являются свинец, цинк, медь, а также элементы-индикаторы золотого оруденения - серебро, мышьяк, сурьма. Генети-

ческая связь месторождения Хуни с тем же интрузивным массивом Кал-е Кафи подчеркивается присутствием в его спектре молибдена с величиной $a/a_0 > 0,6$.

Геохимические спектры вулканогенных месторождений представлены небольшим числом элементов с относительно низкими отношениями a/a_0 , т.е. они характеризуются обеднением элементных спектров по сравнению с плутоногенными месторождениями. Особенно это заметно при сравнении месторождений плутоно- и вулканогенной меднопорфировых рудных формаций (Тал-е Сиах и Шекараб). Одновременно месторождения вулканогенных полиметаллической и Cu-Ni-Co формаций отличаются бедностью спектра от телетермальных месторождений полиметаллической и Cu-Ni-Co-полиметаллической рудных формаций.

Низкими величинами отношений a/a_0 , даже для основных рудных элементов, выделяются колчеданные объекты. Дифференциация элементов по значениям a/a_0 выражена у них весьма слабо: различные по положению в ряду геохимической зональности элементы могут здесь обладать близкими величинами a/a_0 (Pb, Ag, Bi, As, Sn в спектре рудопроявления Яхаб), что является следствием малой интенсивности рудного процесса, не приведшего к значительному перераспределению элементов. Такое явление характерно для зон рассеянной минерализации, отличающихся отсутствием зональности.

Спектры телетермальных месторождений характеризуются очень широким элементным набором и присутствием элементов, образующих низкотемпературные минералы — барий и стронций, иногда ртуть (месторождение Гоуд). Существенное место в спектрах занимает молибден, но он образует здесь не высокотемпературные минералы, а вульфенит в зоне окисления свинцовых месторождений. Заметно проявляются различия Cu-Ni-Co вулканогенных и телетермальных месторождений: в последних наряду с высокими значениями a/a_0 для меди, никеля, кобальта, мышьяка постоянно отмечаются элементы, типичные для полиметаллических месторождений (Pb, Zn, Ag и частично Sb). Наглядно видна специфичность галенит-сфалерит-халькопиритовой субформации, в месторождениях которой по сравнению с галенитовой и галенит-сфалеритовой субформациями устанавливается высокая величина a/a_0 ($\geq 0,8$) для меди.

В общем виде геохимические особенности исследуемых месторождений, основанные на значениях величин a/a_0 , можно суммировать следующим образом:

практически во всех рудных формациях устойчиво распространена ассоциация свинца, меди, серебра, которой в большинстве месторождений (по не всегда) сопутствует цинк;

висмут отмечается в спектрах всех плутоногенных формаций, сурьма — преимущественно в телетермальных, а в рудах вулканогенных месторождений отсутствуют эти два элемента;

положительные значения a/a_0 для вольфрама устанавливаются только в рудах относительно высокотемпературных плутоногенных формаций;

большинство рудных формаций характеризуется устойчивыми и в целом невысокими (до 0,4, реже до 0,6) значениями отношений a/a_0 для примесей никеля, кобальта, мышьяка, молибдена, олова, а в рудах Cu-Ni-Co вулканогенных и телетермальных месторождений никель, кобальт и мышьяк по величинам этих отношений являются главными компонентами;

спектры телетермальных рудных формаций отличаются резким увеличением содержаний бария и стронция.

Анализ приведенных геохимических спектров показывает, что они хорошо отражают вещественный состав руд месторождений АРР и дают дополнительную информацию для определения генетического класса и формационной принадлежности рудных объектов: общий уровень содержаний элементов и набор элементов-примесей, выраженные через величины отношений a/a_0 , позволяют судить об условиях формирования месторождений (плутоно-, вулканогенных или телетермальных), а принадлежность к рудным формациям и субформациям определяется в основном вариациями спектров главных элементов.

Особенности геохимических спектров различных месторождений отображены на рис. 28. В сумму отношений a/a_0 не включались вольфрам и стронций, определявшиеся не на всех объектах, а также ртуть, чувствительность определения которой рядовым спектральным анализом слишком мала. Можно предполагать, что величина отношения Va/Vi в общем случае отражает температурные условия образования месторождений, а сумма a/a_0 , которая определяется богатством спектра и содержаниями элементов, является функцией интенсивности процесса рудообразования. На данной диаграмме выделяются три поля, характеризующие плутоногенные, вулканогенные и телетермальные месторождения. Для первых характерны низкие величины отношения Va/Vi и, как правило, большие значения $\Sigma a/a_0$. Телетермальные месторождения занимают широкое поле с максимальными величинами отношения Va/Vi ; значения $\Sigma a/a_0$ у них различны в зависимости от богатства спектра и содержаний элементов. Выделяется область поля IIIa, объединяющая месторождения Cu-Ni-Co-полиметаллической формации; для них отношение Va/Vi заметно ниже по сравнению с обычными полиметаллическими месторождениями. Вулканогенные месторождения находятся в поле промежуточных значений отношения Va/Vi между плутоногенными и телетермальными месторождениями и отчасти совпадают с последними. Отметим, что телетермальные месторождения, располагающиеся в поле вулканогенных, являются медно-рудными (Расур и Дому, точки 23 и 25). Для вулканогенных месторождений в целом характерны низкие значения $\Sigma a/a_0$, что отражает простоту их геохимических спектров и относительную бедность руд.

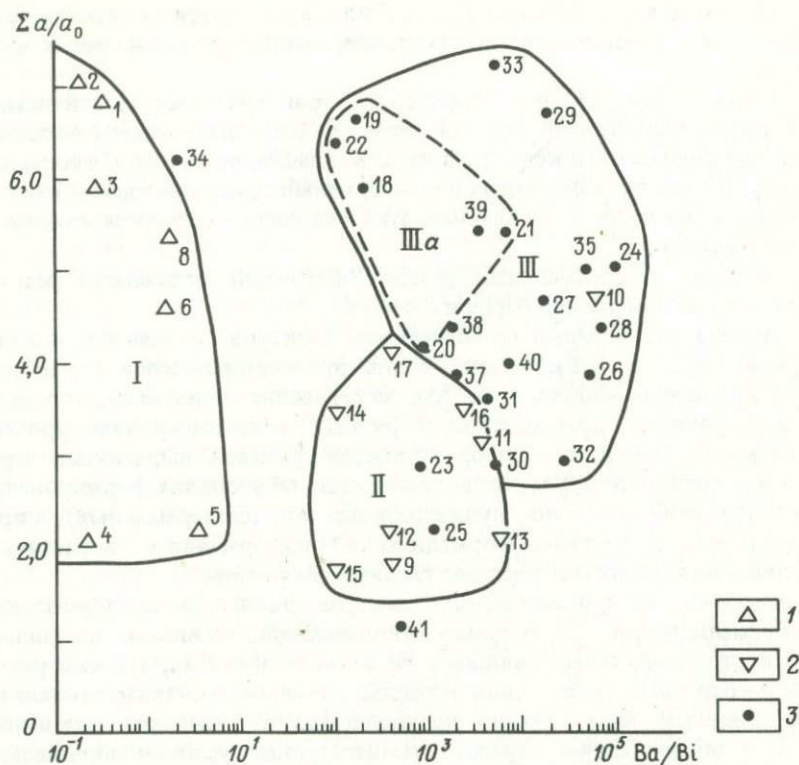


Рис. 28. Распределение месторождений АРР в зависимости от их геохимического спектра отношений.

1-3 - месторождения: 1 - плутоногенные, 2 - вулканогенные, 3 - телетермальные; поля рудных объектов: I - плутоногенных, II - вулканогенных; III - телетермальных (IIIа - Cu-Ni-Co-полиметаллическая рудная формация). Номера месторождений (1-41) см. рис. 27

Тройная диаграмма состава руд изучаемых месторождений (рис. 29), построенная по основным рудным элементам, дает возможность наметить в первом приближении формационную принадлежность рудных объектов внутри генетических классов. На этой диаграмме четко выделяются три поля, в которых группируются полиметаллические, медные и Cu-Ni-Co месторождения. Интересно, что большинство колчеданных месторождений попадает в область медных объектов. Специфика серебро-висмутового оруденения на месторождении Горгаб IV (точка 8) не находит отражения в принятых координатах, а положение фигуративной точки медно-порфирового месторождения Таль-е Сиах в "полиме-

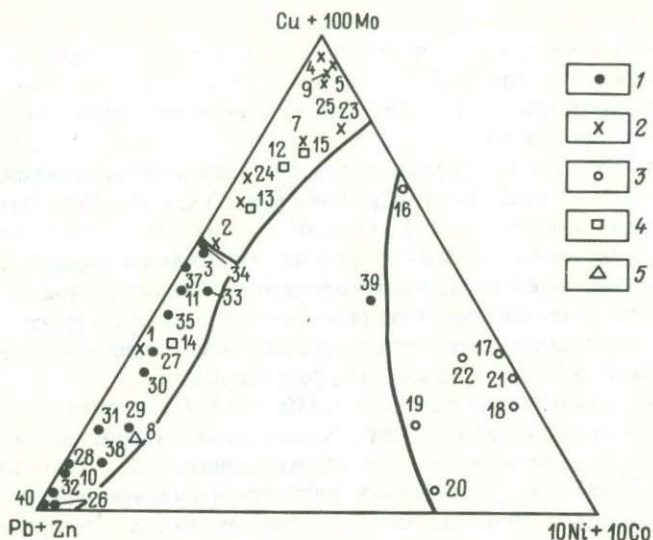


Рис. 29. Тройная диаграмма месторождений АРР.

1–5 – месторождения: 1 – полиметаллические, 2 – медные, 3 – медно-никель-кобальтовые, 4 – колчеданные, 5 – серебро-висмутовые; номера месторождений (1–40) см. рис. 27

галлической” области объясняется влиянием геохимической зональности: здесь имеет место надрудный срез по отношению к медно-порфировому оруденению (пробы с полиметаллической ассоциацией отобраны в кровле невоскрытого оруденелого интрузивного штока).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РУД

Приведенная характеристика месторождений и геохимических спектров руд свидетельствует о широкой вариации вещественного состава оруденения в АРР. Анализ особенностей химического состава руд ведущих типов месторождений показывает очень сложную картину распределения металлов. Рассмотрим это на примере полиметаллических и Cu-Ni-Co руд.

Руды полиметаллических месторождений характеризуются разнообразием сочетаний компонентов и отсутствием при этом каких-либо закономерностей. По отношению Pb:Zn месторождения распадаются на три группы:

с преобладанием в рудах свинца при величине отношения Pb:Zn

от 1: (0,1–0,2) и более (Нахлак, Банд-е Гел, Балазун, Горгаб III, Зах) до практически чисто свинцовых с отношением Pb:Zn более 1:0,01 (Ризаб-е Мариам, Арусан);

с отношением Pb:Zn, близким к равенству (Чах Милех, Негин, Гуречех-е Берендж II);

с преобладанием в рудах цинка при величине отношения Pb:Zn в среднем около 1:(3–4) (Гоуд, Сорб, Пис Кух, Сиах Кух, Чах Харбузе, Чах Горбех) и менее – до 1:12 (Моалла).

Из приведенных данных видно, что генетически однотипные месторождения попадают в разные по отношению Pb:Zn группы и, напротив, в этих группах соседствуют разнотипные месторождения. Пожалуй, только у вулканогенных месторождений неотчетливо намечается "свинцовая тенденция" (Ризаб-е Мариам, Зах, Балазун).

При рассмотрении отношения (Pb + Zn):Cu в полиметаллических рудах наблюдается аналогичная картина с отчетливой тенденцией к понижению значению величин этого отношения – до 1:(0,1–1) на фоне 1:(0,01–0,0001) – у некоторых плутоно- и вулканогенных свинцово-цинковых объектов (Зах, Хуни) и телетермальных месторождений галенит-сфалерит-халькопиритовой субформации (Чах Горбех, Чах Харбузе).

Еще более сложный характер имеет распределение отношений Cu:(Ni + Co) и Ni:Co в рудах Cu-Ni-Co месторождений. Среди последних вулканогенные месторождения (Cu-Ni-Co рудная формация) выделяются относительно высокими средними величинами отношений Cu:(Ni + Co) – от 1:(0,02–0,05) до 1:0,6 (соответственно Мескани и Талмеси) при сравнительно низком отношении Ni:Co – 1:(0,5–1). Для телетермальных месторождений (Cu-Ni-Co-полиметаллическая рудная формация) характерны отношения Cu:(Ni + Co) от 1:(0,1–1) до 1:15 и даже менее 1:50 (соответственно Себарз, Чах Шурех и Гоуд-е Морад) при относительно высоком отношении Ni:Co – 1:(0,01–0,1). Одновременно в рудах Cu-Ni-Co-полиметаллической формации неизменно фиксируются повышенные содержания свинца и цинка (Pb + Zn от 0,5 до 10% на месторождении Себарз) при широких вариациях соотношений Pb + Zn – 1:(0,1–100) [8]. Напомним, что в рудах месторождений именно этой формации наблюдалось также золото. Для сравнения укажем, что собственно меднорудные месторождения, соседствующие с Cu-Ni-Co месторождениями в западной части Анарек-Хурского массива, характеризуются соотношением Cu:(Ni + Co) около 1:(0,01–0,001).

Серебро в полиметаллических рудах отмечается постоянно и в резко меняющихся количествах: от первых г/т до 1 кг/т. Закономерности в его распределении по типам месторождений не наблюдается. Наиболее высокие (более 100 г/т) содержания установлены в рудах месторождений Банд-е Гел, Арусан, Зах, Чах Милех. Как будет показано далее, серебро в основном присутствует в изоморфном виде в сульфидах,

но отмечается и его собственная минеральная форма (кюстелит). В рудах медных, Cu-Ni-Co, Cu-Ni-Co-полиметаллических и других месторождений иногда фиксируется самородное серебро, причем на медно-рудных объектах содержание металла может достигать сотен грамм на тонну (Дому — 112 г/т, Анарг — 560 г/т). В рудах единственного объекта серебро-висмутовой формации Горгаб IV установлено до 1,5 кг/т серебра. Вполне вероятно, что в ряде случаев самородное серебро может иметь гипергенное происхождение.

Золото в количестве сотых—десятых долей граммов на тонну (кроме руд золото-полиметаллической формации, где содержания исчисляются граммами) сопутствует серебру в рудах большинства перечисленных выше типов месторождений. Таким образом, руды свинцово-цинковых, медных и других месторождений АРР содержат существенную примесь серебра и золота и с этой точки зрения заслуживают специального изучения, так как это может сказаться на их промышленной ценности. Например, в медном и молибденовом концентратах из руд месторождения Кал-е Кафи содержится соответственно 4,0 и 10,6 г/т золота.

В рудах и рудных концентратах определены также содержания ряда редких металлов. Обращают на себя внимание высокие содержания стронция в сульфидно-целестиновых рудах (до 18—25 %) и кадмия — в свинцово-цинковых рудах. При этом кадмий обнаружен в свинцово-цинковых и медных рудах целого ряда месторождений в промышленных концентрациях (около 0,1—0,3 %). Фиксировались и более высокие содержания кадмия (на месторождении Негин — около 1 %). Есть основание полагать, что в отдельных случаях отношение Cd:Zn может быть выше 1:100, что в целом характерно для наиболее низкотемпературных телетермальных месторождений мира. Повышенные концентрации рения обнаруживаются в медно-молибденовых рудах месторождений Кал-е Кафи (в молибденовом концентрате $1,85 \cdot 10^{-3}$ %), селена (0,03 %) и теллура (0,002 %) — в сульфидно-арсенидных рудах месторождения Гоуд-е Морад.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В РУДНЫХ МИНЕРАЛАХ

Как было показано, в рудах различных месторождений установлены значительные примеси благородных и редких металлов. В некоторых случаях с помощью микрозонда или локального спектрального анализа эти металлы в рассеянной форме фиксировались в сульфидных минералах (германий и кадмий в сфалеритах, серебро в галенитах), были также обнаружены микровключения их минералов (теллуровисмутита, серебра, кюстелита, штрмейерита и др.). Для уточнения вопроса о распределениях и содержаниях элементов-примесей в рудных минералах-концентратах были исследованы мономинеральные фракции руд целого ряда месторождений АРР. Для этого была отобрана 21 монофрак-

ция, причем чистота ее составляла 99,7–100 % и лишь в трех случаях – 98–99 %. Монофракции анализировались химическим (Ge, Ga, Tl, Hg) и атомно-адсорбционным (Cd, Ag) методами в лабораториях ИМГРЭ (табл. 6).

Германий в галените и пирите содержится, как правило, на уровне ниже кларкового. Лишь в галените месторождения Гуречех-е Берендж II концентрация его (1,6 г/т) несколько превышает кларковую величину. В сфалерите месторождения Гоуд содержания германия существенно выше (11,2 г/т) и приближаются к средним значениям по литературным данным. Таллий в изучавшихся минералах содержится в большинстве случаев на уровне, близком к кларковому; повышенное содержание его (23,5 г/т) зафиксировано в галените месторождения Зах. Сопоставление с литературными данными показывает, что галениты, пириты и сфалериты АРР несколько обеднены таллием по сравнению со средними содержаниями в этих минералах. Только в антимоните он установлен на уровне средних содержаний.

Галлий в изученных мономинеральных фракциях содержится, как правило, на уровне, недоступном для определения применявшихся методом анализа (< 1 г/т), т.е. ниже кларка этого элемента (19 г/т). Лишь в сфалерите месторождения Гоуд – превышает кларковое (32 г/т).

Содержания ртути в исследовавшихся галенитах широко варьируют от близких к кларку (< 1 г/т) до существенно повышенных (120 г/т). Уровень содержаний ртути в пиритах ниже, чем в галенитах (0,6–0,8 г/т), с резким повышением в пирите месторождений Кал-е Кафи (19 г/т). В сфалерите месторождения Гоуд зафиксировано максимальное содержание ртути (550 г/т), такое значение находится в пределах вариаций средних содержаний этого элемента в сфалеритах свинцово-цинковых месторождений. Содержание ртути в антимоните месторождения Патиар (4 г/т) также соответствует средним значениям для антимонитов сурьмяных месторождений. Содержания кадмия, как правило, существенно превышают кларк этого элемента. Максимальное содержание установлено в сфалерите месторождения Гоуд (4600 г/т), что превышает средние содержания кадмия в сфалеритах свинцово-цинковых месторождений, но не выходит за пределы вариаций отдельных значений. Серебро во всех исследовавшихся минералах по содержанию превышает кларковое значение на полтора порядка и более. Содержание его в галенитах укладывается в пределы концентраций, приводимых в литературе, за исключением пробы с месторождения Пис Кух (7,3 г/т). Содержание серебра в пирите и сфалерите приблизительно соответствует средним значениям. В антимоните месторождения Патиар содержание серебра (3,6 г/т) на порядок ниже известных данных по антимонитам.

Приведенные данные по элементам-примесям показывают, что в сульфидных минералах ряда месторождений АРР в значительных ко-

Таблица 6. Содержание элементов-примесей в рудных минералах

Элемент и его кларк, г/т (по А.П. Виноградову)	Минерал	Содержание в минералах-носителях, г/т	
		Месторождения АРР	Литературные данные (по В.В. Белевитину, К.А. Власову, В.В. Иванову, А.А. Саукову и др.)
Ge (1,4)	Галенит	0,07–0,20 (1,60) *	0,5–10
	Пирит	0,17–0,20	0,4–100; $\bar{1}-\bar{2}$ **
	Сфалерит	11,20	$5n \times 10^3$; $\bar{2}-\bar{176}$
Pb (1,0)	Галенит	< 0,10–4,40 (23, 50)	Не обн. – 1000; $\bar{2},4-3\bar{1},6$
	Пирит	0,30–6,40	Не обн. – 4500; $\bar{1},6-123$
	Сфалерит	0,24	Не обн. – 10000; $\bar{1}-80$
	Антимонит	2,36	Не обн. – 43; $\bar{1},0-3,5$
Hg (0,083)	Галенит	< 0,1–120,0	
	Пирит	0,6–0,8 (19,0)	
	Сфалерит	550,0	$\frac{n \times 10^{-2}}{\bar{n}} - n \times 10^3$;
	Антимонит	4,0	$\frac{n \times 10^{-1}}{\bar{n}} - n \times 10^2$;
Cd (0,13)	Галенит	6–140	50–200; 30–100
	Пирит	7–34	1–100; 34
	Сфалерит	4600	100–50000; $\bar{1670}-\bar{3500}$
	Антимонит	< 1	
	Хромит	30	
Ag (0,07)	Галенит	67,8–1160 (7,3)	29–7700; 20–22640;
	Пирит	3,0–15,8	498–2508
	Сфалерит	23,4	0,4–400
	Антимонит	3,6	4,6–213
	Хромит	2,4	37,7–69,0
Ga (19)	Галенит	< 1–2,5	Не обн. – 9
	Пирит	< 1–1,5	Не обн. – 1
	Сфалерит	32,0	13–80; Не обн. – 1000

* В круглых скобках – резко отклоняющиеся значения.

** Числа с чертой – средние содержания в месторождениях, близких к изучавшимся.

личествах присутствуют кадмий, серебро и ртуть. Известно, что из промышленных концентратов при таком уровне содержаний в сульфидах извлекаются кадмий [5] и ртуть (сфалерит месторождения Раммельсберг в ФРГ [13]), а содержания серебра в рассмотренных месторождениях значительно превосходят промышленный минимум даже для собственно серебряных руд. Таким образом, полученные данные указывают на необходимость специального комплексного изучения руд месторождений АРР.

Глава 4

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ

Длительная геологическая история и многоэтапность структурных преобразований предопределили и неоднократность эндогенного рудообразования в рассматриваемом регионе. Однако масштабы, размах рудной минерализации в разные эпохи были различными. Восстановлению истинных масштабов древнего рудообразования существенно препятствует неполнота его сохранности, "стертость" альпийскими процессами, однако в целом оценить масштабы и наметить основные особенности доальпийского рудообразования все же удастся. На металлогенической карте масштаба 1:250000 АРР из всех учтенных эндогенных рудных объектов на долю месторождений альпийского возраста приходится почти 95 %, все остальные в сумме составляют лишь около 5 %.

Байкальская—раннекаледонская (?) тектоно-магматическая эпоха в Центральном Иране отмечена значительными масштабами рудообразования, однако в АРР к рудным образованиям этого времени достоверно относятся пока только единичные объекты (метаморфогенные железные руды и пегматиты). Но если учитывать ограниченность площади выходов древнего фундамента и сведения о рудоносности фундамента сопредельных массивов Пошт-е Бадам-Бафка, по данным Р. Хукриде, А. Хагипура, А. Хушманзаде, С.А. Голубева, А.В. Венкова, В.А. Ашуркова и др., то вывод о значительной роли позднепротерозойского—раннепалеозойского металлогенеза будет вполне обоснованным. Он подтверждается также изотопно-геохимическими данными по молодым месторождениям АРР, свидетельствующими о мобилизации главной массы рудных свинцов альпийской эпохи из весьма древних (свыше 700—

800 млн. лет) источников. Это указывает на значительные масштабы и возможную неоднократность древнего рудообразования, в котором доминирующую роль играли железные и полиметаллические руды осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения. Такое оруденение не устанавливается в метаморфитах Анарек-Хурского массива: оно или уничтожено здесь более поздними преобразованиями, или сосредотачивалось только в локальных рудоносных структурах типа Пошт-е-Бадам-Бафкской. Скорее всего, первое предположение справедливо для древнего полиметаллического оруденения, а второе — для железорудного.

Каледоно-герцинская эпоха с точки зрения рудоносности не продуктивная: каких-либо признаков значительной рудной минерализации не установлено. Скорее всего, минерализация средне-позднепалеозойского возраста [40] остается пока неизвестной, но есть основания полагать, что ее масштабы были невелики и это в определенной мере согласуется с геологическими данными о палеозойском развитии большей части региона (платформенный режим, рифтообразование в узких локальных зонах без существенной магматической деятельности).

Киммерийская эпоха хотя и отмечена возрастанием тектоно-магматической активности, тем не менее все же характеризуется ограниченной рудоносностью. Отчасти это объясняется, вероятно, небольшим распространением в рассматриваемом районе киммерийских гранитоидных интрузий. С этой эпохой предположительно можно связывать лишь небольших масштабов полиметаллическое оруденение в активизированных северных частях Анарек-Хурского и Пошт-е-Бадамского массивов. Мезозойский возраст, возможно, имеют в общем не типичные для АРР месторождения Чах Паланг и Сиах Кух, локализованные в киммерийских структурах и связанные с гранитоидами не установленного возраста.

Из изложенного видно, что главная масса оруденения АРР сформирована в альпийскую эпоху, при этом в рамках последней четко выделяются три этапа рудообразования, отражающие главные моменты развития альпийских структур: мел-палеоценовый, эоценовый и позднемиоценовый (отчасти послемииоценовый?). Первый соответствует формированию коры океанического типа и ее континентальной аккреции в глубоком рифте Наин-Зеварской зоны. Второй — этапу тектоно-магматической активизации (раннеорогенному) и, в частности, становлению Центрально-Иранского вулканического пояса, и, наконец, третий отвечает позднеорогенному этапу, который характеризуется образованием новейших впадин и в АРР уже не сопровождался магматической деятельностью.

Количественная оценка значимости каждого из этих этапов затруднительна, так как нет объективных геологических критериев для разделения месторождений, связанных с двумя последними этапами, но размещенных вне определяющих структур (вулканоплутонических эоце-

новых или наложенных миоценовых) — в древних массивах или зонах доальпийской складчатости. Речь идет о многочисленных телетермальных свинцово-цинковых, медных, сурьмяных и других месторождениях, размещенных главным образом в структурах фундамента и платформенном чехле Анарек-Хурского массива или в доальпийских структурных ярусах зон Чах Паланг и Биабанак. Строго говоря, среди этих месторождений могут быть и доальпийские, хотя сейчас нет геологических данных, позволяющих выделять таковые. Например, вся совокупность геологических признаков указывает на их сходство с эоценовыми и позднемиоценовыми рудными объектами, причем это подтверждают и изотопно-геохимические и термобарогеохимические данные.

Признавая принадлежность таких месторождений к эоценовому или позднемиоценовому этапам (не моложе), можно их рассматривать как отдельную группу (альпийские, но неопределенного возраста) и тогда приблизительные соотношения разных возрастных групп альпийских месторождений будут следующими: мел-палеоценовые (связанные с офиолитами) — 6 %, эоценовые (вулканогенные и плутогенные) — 31 %, позднемиоценовые (локализованные в орогенном ярусе) — 9 %, телетермальные неопределенного возраста — 38 %, прочие — 16 %.

Таким образом, подавляющая масса месторождений АРР сформировалась в альпийскую эпоху, а среди них в свою очередь преобладают телетермальные объекты, возрастно-генетическая позиция которых не вполне определена: они связаны как с эоценовыми, так и позднемиоценовыми этапами рудообразования.

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

При значительности масштабов развития телетермального оруденения, не связанного с магматизмом, роль последнего в эндогенном рудообразовании АРР велика, а для докайнозойского рудогенеза она является определяющей. На табл. 1 в общих чертах показаны связи оруденения с магматизмом. Как видно из этого материала и анализа данных по сопредельным регионам Ирана, позднепротерозойские—раннепалеозойские (?) железорудные месторождения постоянно ассоциируют с древними вулканическими комплексами. Очевидно и слюдоносные пегматиты принадлежат к древнему гранитоидному магматизму. Не вполне очевидна связь немногочисленных полиметаллических проявлений с киммерийскими интрузиями: скорее всего, ее следует определить как предположительную.

Отчетливо проявляется рудоносность альпийской офиолитовой ассоциации Наин-Зеварской зоны — магматогенное хромитовое, вулканогенное марганцевое, медное и колчеданное оруденения маркируют ее распространение и в совокупности с более поздней наложенной телетермальной минерализацией (золото, ртуть, магнезит, асбест и др.)

всецело определяют ее металлогеническую специализацию. Подавляющая масса плутоно- и вулканогенного оруденения АРР ассоциирует с эоценовым вулканоплутоническим комплексом этапа альпийской активизации: месторождения и рудопроявления меди, свинца и цинка, медно-молибденовые, Cu-Ni-Co, железа, марганца, золота, колчеданные и др. Данные аэрогамма-спектрометрической съемки указывают также на региональную урано-ториевую геохимическую специализацию этого комплекса. Из учтенных в АРР месторождений и рудопоявлений, связываемых с эоценовым магматическим комплексом, 77 % относится к вулканогенным объектам и около 18 % — к плутоногенным. Среди последних преобладают (55 %) медно-рудные. В вулканических массивах с наиболее полным набором эффузивных формаций большая часть (61 %) оруденения сосредоточена в породах самой ранней трахиандезитовой формации. Остальные объекты примерно поровну распределяются между риодацитовой и андезито-базальтовой формациями. Преобладающая вулканогенная минерализация — медная и свинцово-цинковая (27 и 25 % объектов соответственно).

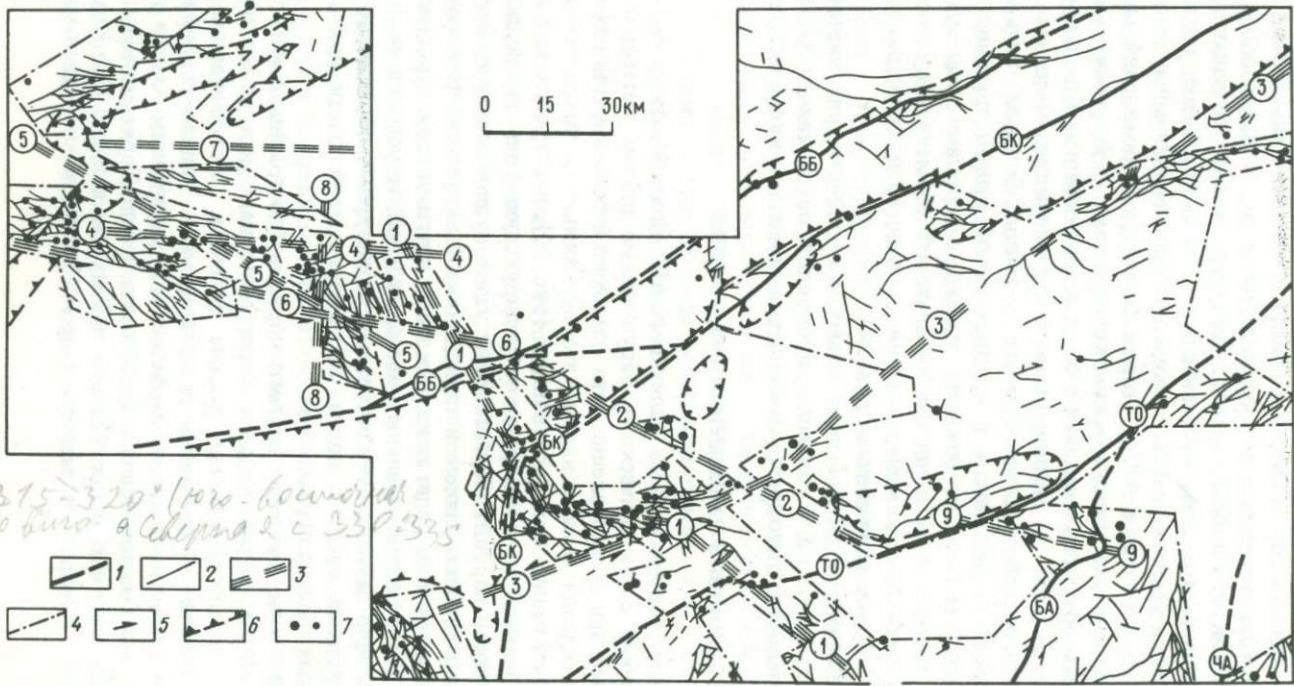
Приведенные данные показывают, с одной стороны, значительную роль магматического контроля эндогенного оруденения в АРР и с другой — наиболее высокую рудоносность альпийского вулканоплутонизма.

РОЛЬ РАЗЛОМОВ В РАЗМЕЩЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Ранее подчеркивалось наличие в АРР прямой связи эндогенного оруденения с тектоническими нарушениями разных категорий. И тем не менее при сопоставлении сети разломов и особенностей размещения месторождений можно видеть, что оруденение не повсеместно сопутствует тектоническим дислокациям (рис. 30), и это указывает на рудораспределяющую, а не рудоконтролирующую роль наблюдаемых на поверхности нарушений. Наложение узлов рудной минерализации на те или иные системы разломов-проводников и аккумуляторов оруденения определяется, как будет показано далее, другими структурными факторами. Что касается отдельных месторождений, то условия их локализации всецело зависят от конкретных структурных обстановок тех или иных рудных узлов и полей. Рассмотрим особенности рудоносности основных категорий разломов.

Глубинные разломы первого порядка (по границам зон) в пределах АРР не сопровождаются сосредоточением месторождений, более того — немногочисленные рудные объекты, локализованные в этих швах, нередко оказываются разнотипными и "вписываются" в металлогеническую зональность, свойственную внутренним частям тектонических зон (месторождения Торкемани, в зоне Торкемани-Ордибского разлома, месторождения Мескани и Талмеси, а также Пис Кух в зоне Большого Кевирского разлома и др.). Следовательно, разломы данной

2-8 kphb 8-12 ...
 ?



1) - 315-320° (пог. - ...)

категории не только не являются главными рудоподводящими структурами, но и не обладают отчетливой металлогенической специализацией.

В то же время вскрытые разломы, секущие тектонические зоны (точнее внутризональные глубинные разломы) и их сопряжения, выделяются концентрациями объектов, что хорошо видно на примере Северо-Анарекского, Кал-е-Кафинского, Чупананского и других разломов (см. рис. 30). Рудоносность каждого их таких разломов будет охарактеризована при описании соответствующих металлогенических зон.

Отметим общую особенность — взаимоотношения концентраций (узлов) рудной минерализации с этими разломами: такие узлы могут размещаться непосредственно в системах поверхностных нарушений, маркирующих скрытые разломы, на их отдельных отрезках, пересечениях, в прилегающих к ним блоках и т.д. Таким образом, скрытые нарушения являются важнейшими рудоконтролирующими и зачастую рудоконцентрирующими структурами, именно они в значительной мере предопределяют основные закономерности размещения эндогенных месторождений в АРР. Уже указывалось, что геологическая природа и масштабы этих нарушений, секущих тектонические зоны АРР, неясны, а сами они заслуживают специального (комплексного) изучения как особого типа региональные рудоносные структуры. Представляется, что они могут соответствовать сквозным рудоконцентрирующим нарушениям, по М.А. Фаворской и др. [20].

Что касается рудоносности многочисленных разломов высоких порядков, то, с одной стороны, с ними связана значительная часть месторождений и в то же самое время рудоносны эти разломы лишь в определенных пучках. Разбор этих структур также будет приведен при характеристике металлогенических зон. В качестве универсальной подмечается только одна особенность рудоносности таких нарушений — чаще всего минерализация локализуется в сопряжениях их разноориентированных систем.

Последняя категория разломов — новейшие нарушения по границам позднеальпийских впадин. Эти крутые, уходящие на большую глубину

Рис. 30. Схема дешифрирования основных глубинных структур АРР.

Тектонические нарушения на поверхности: 1 — главное по границам тектонических зон, 2 — прочие; 3-4 — предполагаемые глубинные зоны нарушений: 3 — в нижней части фундамента, 4 — сбросы по границам современных наложенных депрессий; 5 — направления горизонтальных смещений; 6 — глубинные магнитные объекты, отвечающие офиолитовым швам и массивам; 7 — месторождения и рудопроявления.

Разломы по границам тектонических зон: БК — Большой Кевирский, ББ — Баба Бозорги, ТО — Торкемани-Ордибский, БА — Байязе, ЧА — Чапедони; скрытые разломы: 1 — Северо-Анарекский, 2 — Кал-е Кафинский, 3 — Чупананский, 4 — Кух-е Дом (широтный), 5 — Кух-е Дом (северо-западный), 6 — Кух-е Дом (южный); 7 — Гале Сардар, 8 — Кух-е Дом (меридиональный), 9 — Дадкин

системы ступенчатых сбросов хотя и отражают неоднородность, блоковый характер современной глубинной структуры региона, в то же время существенно не влияют на размещение рудных объектов (см. рис. 30). По всей видимости, эти системы нарушений формировались уже позднее последней вспышки эндогенного рудообразования — преимущественно в обстановке общего спада активности гидротермального рудоотложения в плиоцене. Однако заключение о безрудности таких нарушений не абсолютно: имеют место нередкие исключения, когда новейшие нарушения наследуют более ранние системы рудоносных разломов, в том числе скрытых (район месторождений Кал-е Кафи, Хуни и др.). Поэтому с особой осторожностью следует подходить к оценке их рудоносности в пределах зон скрытых нарушений, рудных узлов и т.д.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ

Существенное значение для локализации рудных объектов имеет фактор литологического контроля. При этом единого, универсального литологического признака для всех типов оруденения в АРР не существует — разные их типы и даже разные рудные формации одних и тех же металлов по-разному реагируют на вещественный состав среды рудоотложения (табл. 7).

Наиболее очевиден и универсален литологический контроль полиметаллического оруденения вмещающими карбонатными породами. В них локализовано подавляющее число свинцово-цинковых месторождений, причем независимо от возраста этих пород (главным образом — в меловых и докембрийских); реже такое оруденение размещается в вулканитах, очень редко — в метаморфитах и практически никогда — в глинистых сланцах.

Медное оруденение менее чувствительно к составу вмещающих пород: оно одинаково часто встречается в вулканических, гранитоидных, карбонатных породах, метаморфитах, песчаниках, конгломератах. Месторождения Cu-Ni-Co тяготеют к алюмосиликатным породам — вулканитам, ультрамафитам, метаморфическим сланцам. Стратиформная медная, полиметаллическая и различная полиэлементная рудная минерализация чаще всего размещается в кайнозойских известковистых песчаниках и песчаных слоистых известняках.

Целестиновое оруденение тяготеет к карбонатным породам, иногда ассоциирующим с эвапоритами; пластовые тела целестиновых руд четко приурочиваются к известнякам миоценовой формации Ком. Естественная приуроченность скарново-магнетитового оруденения к контактам гранитоидов с известняками, хромитов — к ультрамафитам, колчеданного метасоматического оруденения — к вулканитам. Можно также говорить о косвенном литологическом контроле ультрамафитами

Таблица 7. Главные разновидности рудовмещающих пород и их минерализация

Породы	Возраст	Ведущая минерализация (в скобках – сопутствующая)
Карбонатные В том числе: Мраморы, доломиты Известняки Известняки, песчанистые известняки	PR ₂ – PZ ₁ K N ₁	Pb-Zn, Cu, Fe, Sr Pb-Zn, Cu, Fe, Mn, Sb Pb, Zn, Cu, Fe, Mn Pb-Zn(Sr), Sr, Sr-Pb, Cu
Глинистые сланцы, алевролиты	J	Cu, W (Au)
Песчаники, конгломераты	MZ P ₂	Cu, Pb-Zn Cu-Pb-Zn (Au, Ag, Sr)
Красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты	P ₃ – N ₁	–
Метаморфические сланцы	PR ₂ – PZ ₁	Cu, Cu-Ni-Co, Pb-Zn, Fe (Mn)
Эффузивы В том числе: Кислые Средние Основные	P ₂	Cu, Pb-Zn, FeS ₂ (Cu, Pb, Zn) Pb-Zn, Cu, Au Cu, Pb-Zn, Cu-Ni-Co, FeS ₂ (Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag) Au, Fe Pb-Zn, Cu, FeS ₂ (Cu, Pb, Zn), Mn
Гранитоиды	P ₂	Cu, Pb-Zn, Cu-Mo, Fe, Au (W, Bi)
Ультрамафиты	?	Cr, Cu, Sb, Au, Hg, магнезит, тальк, асбест

(точнее – о связи с процессами гидротермального метасоматического изменения этих пород) наложенной сурьмяной, золоторудной, Cu-Ni-Co, ртутной минерализации, проявлений магнезита, асбеста, талька.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Площадное размещение эндогенного оруденения определяется всей совокупностью геологических условий тех или иных частей рассматриваемого региона и является выражением его металлогенической

зональности. Комплексный анализ влияния благоприятных факторов размещения месторождений в суммированном виде отражен в характеристике металлогенических зон, приводящейся в гл. 5.

Отметим, что практически все тектонические зоны АРР обладают различиями рудоносности, обусловленными сочетаниями различных факторов: распространением различных рудоносных структурно-формационных комплексов и магматических образований, благоприятными структурными и литологическими факторами, уровнями эрозионного среза и т.д. Следует только заметить, что наиболее молодое полиметаллическое и медное позднемиоценовое оруденение, накладываясь на все структуры региона, несколько нивелирует индивидуальные особенности рудоносности различных зон.

Глава 5

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ

Анализ всей совокупности приведенных в предыдущих разделах данных о геологическом строении и рудоносности АРР позволяет провести его металлогеническое районирование (рис. 31). В качестве рудоносных структур первого порядка принимаются металлогенические (структурно-металлогенические) зоны, под которыми, в соответствии с представлениями Е.Т. Шаталова, Г.А. Твалчрелидзе, А.И. Семенова, Д.В. Рундквиста и других исследователей, понимаются рудоносные площади с преобладающим развитием тех или иных рудных формаций и типов месторождений, образованных в соответствии с особенностями геологического развития этих структур, в первую очередь — тектонического режима, осадконакопления, вулканоплутонизма. При этом такие определяющие признаки рудоносности могут в суммированном виде отражать длительную историю геологических событий и связанного с ними рудогенеза в пределах рассматриваемых структур, но могут стать отражением и относительно кратковременных этапов рудообразования (при формировании вулканического пояса, наложенных впадин и др.). Естественно, что во втором случае металлогеническая зональность иногда становится "разноэтажной", показывающей разные уровни среза региональных структур (фундамента, чехла, наложенных комплексов) с их индивидуальными особенностями рудоносности. Но поскольку необходимо знать реальную природную обстановку про-

странственного размещения месторождений на современной поверхности и на доступных глубинах, именно такой подход к районированию и обеспечивает решение поставленной задачи — установление закономерностей рудоносности региона.

Рудоносными структурами второго порядка в пределах металлогенических зон являются рудные узлы — участки сосредоточения генетически однотипных или сопряженных (в единые рудно-магматические системы) месторождений определенных рудных формаций или их взаимосвязанных ассоциаций. В условиях АРР с его обилием разнообразной рудной минерализации при ограниченном количестве установленных к настоящему времени промышленных месторождений, возможно, правильнее было бы заменить термин "рудный узел" понятием "узел рудной минерализации", хотя с чисто геологической точки зрения эти понятия в общем синонимичны. И, наконец, последняя категория — рудные поля — представляет собой небольшие рудоносные площади с разновозрастными и генетически однотипными или закономерно взаимосвязанными месторождениями и рудными телами, локализация которых обусловлена одним или несколькими общими рудоконтролирующими факторами.

Тремя перечисленными категориями рудоносных структур по существу исчерпывается все разнообразие площадных сочетаний месторождений АРР и только в одном случае — вокруг Анарекского выступа фундамента Анарек-Хурского массива — целесообразно выделить промежуточную категорию между металлогенической зоной и рудным узлом — рудного района. Под последним (в металлогеническом смысле*) здесь понимается рудоносная территория особо концентрированного размещения рудных узлов, месторождений и сопутствующих ореолов рудопроявлений, близких по возрасту, но разнообразных по набору рудных формаций, в том числе специфических, свойственных только данной части АРР.

Перечисленные категории площадных металлогенических единиц, обусловленные различными по существу и масштабам геологическими явлениями, находятся в последовательном соподчинении, поэтому каждая из металлогенических категорий системы зона — район — узел — рудное поле — месторождение определяется своими факторами: зона — преимущественно типом тектонического развития, район — сочетанием типа развития и региональных структурных факторов, узел — преимущественно сочетанием факторов регионального структурного и магматического контроля, рудное поле и месторождение — локальными струк-

* В отличие от понятия "Анарекский рудный район" (АРР) в широком — историческом и геолого-экономическом — смысле слова, в каком он обычно используется в геологической литературе.

Рис. 31. Схема металлогенического районирования АРР.

Метаморфический фундамент: 1 – верхнепротерозойский–нижнепалеозойский, 2 – палеозойский; 3–5 – складчатые комплексы: 3 – палеозойско-мезозойский, 4 – мезо-кайнозойский, 5 – меловой; 6–7 – эоценовые комплексы: 6 – вулканоплутонический, 7 – вулканогенно-осадочный; 8 – альпийская офиолитовая шовная зона (меланж): 9 – олигоцен-миоценовая моласса; 10 – плиоцен-четвертичные отложения; 11 – гранитоидные интрузии: мезозойские (а), эоценовые (б); 12 – металлогенические зоны: I – Пошт-е Бадам-Бифкская, II – Чах-Палангская, III – Наин-Зеварская, IV – Анарек-Хурская, V – Кух-е Домская, VI – Окраинно-Кевирская (на схеме – их номера, ведущие металлы и возраст рудообразования); 13 – рудный район (Центрально-Анарекский); 14 – рудные узлы: 1 – Гале Сардар, 2 – Гуречех-е Берендж, 3 – Яхаб, 4 – Горгаб, 5 – Кух-е Дом, 6 – Ризаб-е Мариам, 7 – Баба Бозорги, 8 – Мескани-Себарз, 9 – Нахлак-Чах Милех, 10 – Кал-е Кафи-Хуни, 11 – Гоуд, 12 – Торкемани, 13 – Тал-е Сиах-Банд-е Гел; 15 – основные месторождения (а) и рудопоявления (б): 16 – Fe, 17 – Mn, 18 – Cr, 19 – Cu, 20 – Cu-Ni-Co (с As, Pb, Zn, Au, Ag, U), 21 – Cu-Mo, 22 – Pb-Zn, 23 – Cu-Pb-Zn (с Au, Ag, Sr), 24 – колчеданные (с Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag), 25 – Sb, 26 – Ag-Bi, 27 – Au, 28 – Hg, 29 – U, 30 – целестина, 31 – бентонита, 32 – магнезита, 33 – мусковита, 34 – бирюзы

турными и литологическими факторами. И, соответственно, каждая металлогеническая категория более высокого ранга является в свою очередь результатом влияния всех более частных факторов рудоносности, подчиненных единому или нескольким главным факторам. Примеры этих положений иллюстрирует нижеследующая характеристика металлогенических зон, приводимая в соответствии со все убывающим возрастом ведущего оруденения отдельных зон (табл. 8).

ОСНОВНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Пошт-е Бадам-Бафкская. В границах АРР она соответствует северной оконечности массива Пошт-е Бадам (см. рис. 31), а за его пределами охватывает структуры кристаллического фундамента горста Пошт-е Бадам-Бафк. Металлогенические особенности этой зоны отчетливо проявлены близ Бафка, где наметился промышленно важный Бафкский рудный район. Ведущим типом оруденения являются метасоматические магнетитовые руды (месторождения Чадор Малю, Чогарт, Саганд и др.), ассоциирующие, по данным Р. Хукриде, А.С. Голубева, А.В. Венкова и других, с проявлениями позднепротерозойского–раннепалеозойского (?) вулканоплутонизма – кислых эффузивов и небольших интрузивов разного состава. По-видимому, с магматитами данной эпохи в этом районе связано одно из крупнейших в Иране стратиформное колчеданно-полиметаллическое месторождение Кушк [30], а также залежи гематит-апатитовых руд. Мезозойские гранитоид-

Таблица 8. Основные характеристики металлогенических зон АРР

Металлогенические зоны и возраст преобладающей минерализации	Возраст и типы тектонических структур	Основные рудовмещающие породы
Окраинно-Кевирская (N_1^2)	Позднеальпийская наложенная впадина, периферия орогенного вулканического пояса	Карбонатные олигоцена—миоцена
Кух-е-Домская (P_2)	Альпийский орогенный наложенный вулканический пояс (этапа активизации)	Андезиты, трахиандезиты, дациты, базальты, туфы эоцена
Анарек-Хурская (P)	Кристаллический массив с байкальским—раннекаледонским (?) фундаментом, мезозойским чехлом и альпийским орогенным комплексом	Карбонатные верхнего протерозоя—нижнего палеозоя, мела и эоцена; Гранитоиды и вулканиды эоцена; ультрамафиты
Наин-Зеварская (K, P)	Альпийская офиолитовая шовная зона (внутриконтинентального рифта с океанической корой)	Ультрамафиты; вулканиды и карбонатные мела; гранитоиды и вулканиды эоцена
Чак-Палангская ($PR_2 - PZ_1, MZ, P$)	Позднекиммерийская и раннеальпийская складчатые зоны (типа авлакогенов)	Карбонатные верхнего протерозоя—нижнего палеозоя (?) и мела; терригенные юры
Пошт-е-Бадам-Бафская ($PR_2 - PZ_1, MZ$)	Кристаллический массив с байкальским—раннекаледонским (?) фундаментом	Карбонатные и метавулканиды верхнего протерозоя—нижнего палеозоя (?)

Продолжение табл. 8

Металлогенические зоны и возраст преобладающей минерализации	Рудоносный магматический комплекс	Основные рудоконтролирующие структуры
Окраинно-Кевирская (N_1^2)	Отсутствует	Периферические части впадин и внутренние поднятия; небольшие разломы разной ориентировки

Продолжение табл. 8

Металлогенические зоны и возраст преобладающей минерализации	Рудоносный магматический комплекс	Основные рудоконтролирующие структуры
Кух-е-Домская (Р ₂)	Эоценовый вулканоплутонический	Скрытые нарушения глубинных горизонтов фундамента; вулканотектонические поднятия
Анарек-Хурская (Р)	Частично эоценовый вулканоплутонический; для большинства месторождений – неясен	Скрытые нарушения глубинных горизонтов фундамента, выступы метаморфического основания
Наин-Зеварская (К, Р)	Меловой офиолитовый; эоценовый вулканоплутонический	Неясны; иногда скрытые нарушения глубинных горизонтов фундамента
Чах-Палангская (Р ₂ – PZ ₁ , MZ, Р)	Позднепротерозойский – раннепалеозойский (?) вулканоплутонический; мезозойских гранитоидов: эоценовый вулканоплутонический	Неясны; иногда скрытые нарушения глубинных горизонтов фундамента и выступы метаморфического основания
Пошт-е Бадам-Бафская (Р ₂ – PZ ₁ , MZ)	Позднепротерозойский – раннепалеозойский (?) вулканоплутонический; мезозойских гранитоидов	Крупные субмеридиональные разломы

Продолжение табл. 8

Металлогенические зоны и возраст преобладающей минерализации	Ведущая минерализация	Основные особенности размещения месторождений и рудопроявлений
Окраинно-Кевирская (N ₁ ²)	Телетермальная Sr, Pb-Zn, Cu; экзогенная U	В бортах и краевых частях позднеальпийских наложенных впадин, выполненных молассой
Кух-е-Домская (Р ₂)	Скарновая Fe; плутоногенная Cu, Pb-Zn, Au; вулканогенная Cu, Pb-Zn; колчеданная (с Cu, Pb, Zn, Mo, Au)	В сводах и на склонах вулканотектонических поднятий, иногда – в вулканодепрессиях (вулканогенные колчеданные и Pb-Zn)

Металлогенические зоны и возраст преобладающей минерализации	Ведущая минерализация	Основные особенности размещения месторождений и рудопроявлений
Анарк-Хурская (Р)	Плутоногенная Cu-Mo, Pb-Zn, Au; вулканогенная Cu-Ni-Co; телетермальная Cu-Ni-Co-Pb-Zn, Cu, Pb-Zn, Sb, Au	Плутоногенные Cu-Mo, Pb-Zn, Au – в вулканотектонических поднятиях; вулканогенные Cu-Ni-Co и телетермальные Cu-Ni-Co-Pb-Zn – в бортах офиолитовых шовных зон; телетермальные Cu, Pb-Zn – в карбонатных толщах фундамента и чехла массива; телетермальные Sb и Au – в зонах крупных разломов с протрузиями серпентинитов
Наин-Зеварская (К, Р)	Магматическая Cr; вулканогенная Cu, Mn, колчеданная; плутоногенная Fe; телетермальная Hg, Au	Магматические Cr – в гипербазитовых массивах; вулканогенные Cu, Mn, колчеданные – в ассоциации с вулканической серией океанической коры; плутоногенные Fe – в эоценовых интрузивах; телетермальные Hg, Au – меланж
Чах-Палангская (PR ₂ – PZ ₁ , MZ, Р)	Метаморфогенная (исходная вулканогенно-осадочная) Fe; плутоногенная и вулканогенная Cu, Pb-Zn; телетермальная Pb-Zn, Cu	Метаморфогенные Fe – в выступлениях кристаллического фундамента; телетермальные Pb-Zn, Cu – в мезозойских прогибах; плутоногенные и вулканогенные Cu, Pb-Zn – в их прибортовых частях и поднятиях в ассоциации с эоценовыми магматитами
Пошт-е-Бадам-Бафская (PR ₂ – PZ ₁ , MZ)	Метаморфогенная (исходная вулканогенно-осадочная и контактово-метасоматическая) Fe; стратиформная Pb-Zn	В выступлениях кристаллического фундамента, в зеленосланцевых метаморфических комплексах в ассоциации с метавулканиитами и метагабброидами

ные интрузии в этой зоне сопровождаются небольшими проявлениями меди, свинца и цинка [32].

В рамках обследованного района в этой зоне располагается месторождение Анарг халькопирит-магнетит-пиритовой рудной формации, не имеющее аналогов в АРР и, по-видимому, сформированное в результате эоценовой активизации. Свойственная зоне железорудная специализация наложила отпечаток и на состав эоценового (?) оруденения, что выразилось в обилии сульфидов-дисульфидов и оксидов железа в рудах месторождения Анарг.

Таким образом, рудная специализация данной зоны Пошт-е Бадам-Бафк определяется наличием железорудных и полиметаллических позднепротерозойских—раннепалеозойских (?) месторождений, в меньшей степени — мезозойского плутоногенного полиметаллического оруденения. По-видимому, альпийская минерализация не имеет значительного распространения. Перспективы выявления новых месторождений в этой зоне следует в основном связывать с участками древнего вулканоплутонизма (железные руды) и прилежащими к ним структурами, построенными древними вулканогенно-осадочными толщами (стратиформные свинцово-цинковые руды).

Металлогеническая зона Чах Паланг охватывает позднекимерийскую зону Чах Паланг и раннеальпийскую Биабанакскую зону (см. рис. 31), имеющие одинаковое доюрское основание. Поскольку зона Биабанак представляет собой меловой прогиб, наложенный на киммерийские структуры зоны Чах Паланг, а рудоносность ее при этом не имеет отчетливых индивидуальных особенностей, она включается в состав единой Чах-Палангской металлогенической зоны. Оруденение сформировалось в течение трех металлогенических эпох — байкальской — раннекаледонской (?), киммерийской и альпийской. Древнее вулканогенно-осадочное оруденение представлено метаморфогенными железными рудами в породах верхнепротерозойского—нижнепалеозойского (?) метаморфического фундамента (месторождение Северный Чах Паланг). По-видимому, это оруденение синхронно и генетически близко железорудным месторождениям Пошт-е Бадам-Бафкской зоны. В отличие от последней, фундамент в данной зоне перекрыт комплексами осадочных пород палеозойского промежуточного структурного яруса, мезозойского геосинклинального и платформенного этапов развития, поэтому масштабы рудоносности метаморфического основания зоны Чах Паланг неясны. За пределами АРР в этой зоне с небольшими мезозойскими (?) интрузивами ассоциируют редкие плутоногенные свинцово-цинковые месторождения (Сиах Кух и др.), проявления меди, полиметаллических руд, а у границ АРР — очень своеобразное месторождение Чах Паланг (Cu-Ni-Co-W-Au субформация) [32].

Собственно альпийское оруденение, связанное с эоценовым этапом тектоно-магматической активизации, сосредоточено только в северо-

восточной части зоны, на ее выклинивании, — может быть, на перекрытом сочленении Пошт-е-Бадамского и Анарек-Хурского массивов. На крайнем северо-востоке в небольшом вулканическом массиве эоценовых трахиандезитов проявлено медно-порфировое оруденение (месторождение Шекараб), фиксируются полиметаллическая минерализация, механические ореолы киновари. Здесь также располагается несколько вулканогенно-метасоматических месторождений монтмориллонитовых глин ("Бентонит" и др.), а юго-западнее находится группа месторождений, объединяемых в рудный узел Таль-е Сиах — Банд-е Гел.

Концентрация месторождений в этом узле отчетливо контролируется скрытым глубинным разломом Дадкин запад-северо-западного направления, который смещает границу тектонических зон Чах Паланг и Биабанак (разлом Баязе) и, возможно, сам является левосторонне смещенным отрезком скрытого Кал-е-Кафинского разлома (см. рис. 30). Для этого рудного узла характерна минерализация плутоногенной медно-порфировой, телетермальной жильной полиметаллической и медно-рудной стратиформной формаций (месторождения Таль-е Сиах, Банд-е Гел, Сорб, Дому и др.). Этот участок характеризуется наличием почти не вскрытых интрузивов (Таль-е Сиах) и сложной системой рудораспределяющих нарушений. Оруденение концентрируется исключительно в мезозойских породах, а кайнозойские образования орогенного этапа отсутствуют, поэтому нет однозначных доказательств эоценового возраста этого оруденения.

С проявлением в металлогенической зоне Чах Паланг трех эпох рудообразования, перспективы выявления здесь новых месторождений следует связывать:

с выходом верхнепротерозойского—нижнепалеозойского (?) рудоносного фундамента с платообразными залежами и метасоматическими телами магнетовых руд и стратиформными залежами полиметаллических руд;

с контактными зонами мезозойских (?) интрузивов, сопровождающимися плутоногенным полиметаллическим, медным (с никелем и кобальтом), золоторудным и золото-вольфрамовым оруденением;

по границе с Анарек-Хурским массивом — с вулканическими постройками и слабо эродированными эоценовыми (?) гранитоидными интрузивами с медно-порфировым (с молибденом, золотом) оруденением, а на удалении от них — с зонами разноориентированных разломов, несущих телетермальное жильное полиметаллическое и стратиформное медное (с золотом) оруденение того же возраста.

Наин-Зеварская металлогеническая зона. Полностью соответствует распространению на поверхности и во впадинах (под позднеальпийской молассой) офиолитового комплекса (меланжа) одноименной тектонической зоны (см. рис. 31). Металлогеническую специализацию этой зоны в основном определяет оруденение, возникшее в процессе форми-

рования океанической коры существовавшей в мелу—раннем палеогене внутриконтинентальной рифтоподобной структуры. Ведущее оруденение этого возраста — магматогенное хромитовое в массивах дунит-гарцбургитовой формации, а также вулканогенное марганцевое и серно-колчеданное, ассоциирующее с меловыми спилит-кератофировой порфиритовой формациями (месторождения Сохраче, Хосейнабад, Сепараб, Чах Сефид и др.).

Отчетливо выделяется металлогеническая индивидуальность офиолитового комплекса за счет наложенного оруденения эоценового этапа и, возможно, еще более позднего. В этот этап (этапы ?) в результате региональной термально-тектонической активизации и тенденции к "выравниванию" вещественного состава консолидирующейся современной континентальной коры происходила интенсивная переработка реликтовых масс коры океанического типа с формированием минерализации Cu, Hg, Sb, Au, Ni, Co, магнезита, асбеста, талька и др. Основная часть такой минерализации выражена лишь небольшими проявлениями и ореолами рассеяния, значительные масштабы имеют только магнезитовые залежи (месторождение Кух-е Ранж). Определенное развитие имеет и собственно эоценовое плутоно- и вулканогенное оруденение (жильное гематитовое и медное), однако металлогеническая роль продуктов вулканоплутонизма этого этапа невелика в силу их ограниченного развития в этой зоне, точнее — в ее обнаженной части в рамках рассматриваемого района.

Структурные особенности локализации оруденения Наин-Зеварской зоны неясны: сеть разломов здесь чрезвычайно сложна, а анализ ее затрудняется широким развитием современных впадин. Можно заметить, что в рисунке разломов сочетаются согласные простиранию зоны продольные разломы и поперечные или диагональные к ним и границам зоны нарушения небольшой протяженности (см. рис. 30). Последние заметно концентрируются в пучки на продолжениях главных скрытых глубинных разломов (Кал-е Кафи, Северо-Анарекского, Чупананского) при входе их в данную зону, и здесь же фиксируется повышенная экстенсивность рудной минерализации. По-видимому, согласные разломы древнее поперечных и трассируют плоскости деформаций, по которым разрешались горизонтальные сжимающие усилия в раннем эоцене. Не исключено, что они иногда наследуют ранние продольные разломы рифтовой зоны и в этом случае могут контролировать синхронное ее растяжению оруденение — колчеданное, марганцевое и др. Поперечные разломы как более молодые контролируют в основном участки наложенного гидротермального метасоматоза и сопутствующую им позднюю минерализацию.

Перспективы выявления в этой зоне новых месторождений связаны главным образом с ранним хромитовым, марганцевым и колчеданным оруденением в ассоциации с массивами дунит-гарцбургитовой форма-

ции (хромиты) и контрастной вулканической серией натрового ряда (марганцевые, колчеданные руды). Можно прогнозировать выявление поздней наложенной телетермальной минерализации, особенно золота и ртути, в зонах лиственитизации ультрамафитов.

Анарек-Хурская металлогеническая зона полностью совпадает с границами Анарек-Хурского массива (см. рис. 31), однако, в отличие от Пошт-е-Бадамского массива, она характеризуется развитием исключительно альпийского оруденения. Эта зона является важнейшей в АРР: именно она определяет в целом и особенности его рудоносности, и былую известность его горного промысла.

Примечательная особенность зоны — отсутствие значительного доальпийского оруденения: кроме месторождения слюды-мусковита, связанного с верхнепротерозойскими пегматитами, и убогой полиметаллической минерализации в контактах небольших мезозойских гранитоидных интрузивов у северных границ зоны, все остальное оруденение, по-видимому, является альпийским — эоценовым и еще более молодым. Строго говоря, более древним может быть оруденение в метаморфических породах фундамента, но нет геологических данных для противопоставления его аналогичному оруденению в более молодых породах. При этом отчетливо устанавливается рудоносность эоценового вулканоплутонического комплекса этапа активизации. Это в совокупности с другими геологическими данными (сопряженностью рудоносных структур, близостью типов оруденения, минералого-геохимических особенностей руд и т.п.) и с учетом масштабов эоценовых явлений в Центральном Иране позволяет считать, что основная масса телетермальной минерализации связана с эоценовой активизацией, общей для всего региона и с особой интенсивностью воздействовавшей на Анарек-Хурскую глыбу. Судя по наличию позднемиоценового оруденения в обрамляющих позднеальпийских впадинах, можно полагать, что часть рудной минерализации рассматриваемой зоны тоже была сформирована в это же время, что подтверждают и приводившиеся изотопно-геохимические и термобарические данные.

Ведущее место в этой зоне принадлежит телетермальным медным и свинцово-цинковым месторождениям, но главной ее отличительной чертой является наличие специфических месторождений с рудами сложного состава (Cu, Ni, Co, Pb, Zn, As, U, Au, Ag) и генезиса, а также плутоногенного медно-молибденового и телетермального сурьмяного оруденения. В пространственном отношении объекты группируются главным образом в блоковых выступах фундамента и/или контролируются скрытыми глубинными нарушениями (см. рис. 5). На фоне этой общей особенности размещения месторождений в разных сочетаниях проявляются и другие рудоконтролирующие факторы, обуславливающие конкретное положение шести выделяемых рудных узлов (см. рис. 31).

Наиболее сложно построен и разнообразен по составу минерализа-

ции рудный узел Мескани—Себарз. Он охватывает западную оконечность Анарекского выступа фундамента и небольшую площадь структуры, примыкающей в нему с севера и "вздернутой" в прибортовой части позднеальпийской впадины. В пределах этого узла главное место принадлежит сложным полиметалльным месторождениям, в рудах которых, помимо сульфидов и сульфидов меди, никеля и кобальта, содержатся: сульфиды железа, свинца, цинка, висмута; отмечаются: самородная медь, золото, серебро, оксиды урана. Вмещающие породы разнообразны по возрасту и составу — метаморфические сланцы, ультрамафиты, вулканиты, карбонатные и терригенные породы. Широко проявлены лиственитизация, аргиллизация, доломитизация, окварцевание, графитизация и др.

Оруденение контролируется разломами северо-западного направления, входящими в систему Северо-Анарекского скрытого нарушения, которое в приповерхностной зоне имеет характер крутого сброса, причем главный сместитель его сопровождается протрузивными пластинами ультрамафитов, уходящими "корнями" в глубинный офиолитовый массив, установленный по геофизическим данным. По периферии выступ фундамента окаймляется эоценовыми породами трахиандезитовой формации, наиболее значительная постройка которых развита вдоль его границы с Наин-Зеварской офиолитовой зоной.

В размещении месторождений устанавливается следующая закономерность: вулканогенное оруденение $\text{Cu-Ni-Co (As-Ag-U)}$, согласуясь с максимумом вулканической активности, тяготеет к его западной части (месторождения Мескани, Талмеси); телетермальные месторождения сложного состава с $\text{Cu-Pb-Zn-Ni-Co (As-Au-Ag)}$ оруденением (Себарз, Гоуд-е Морад и др.) приурочиваются к северной части выступа массива (висячему боку Северо-Анарекского разлома), а в крайней северной части в опущенном крыле упомянутого разлома в эоценовых и эоцен-олигоценых породах развито убогое Cu-Pb-Zn-Au-Ag-Sr оруденение (Мазрае Микуд). В этом направлении происходит смена и морфологии оруденения: от штокверковых зон к линейно-жилльным зонам и затем к пластообразному распределению рудной минерализации. Подчиненное значение в этом рудном узле имеют небольшие собственно медные месторождения телетермального, реже вулканогенного генезиса. Очень редко фиксируется свинцово-цинковая минерализация. Установлены шлиховые ореолы киновари, а также шеелита, причем источник шеелитовых концентраций пока неясен, но по геологической обстановке можно прогнозировать стратиформное вольфрамовое оруденение.

Рудный узел Нахлак—Чах Милех охватывает центральную часть Анарекского выступа фундамента и прилежащий с севера хребет-блок Нахлакских гор, выступающий среди окружающих новейших впадин и сложенный мезо-кайнозойскими отложениями. Несмотря на соседство с рудным узлом Мескани—Себарз, этот узел резко отличается по веду-

щим типам минерализации: здесь главное место принадлежит телетермальным полиметаллическим месторождениям, есть небольшие месторождения медных, железных, марганцевых, сурьмяных руд, а также минерализация ртути.

Специфической особенностью полиметаллических месторождений Чах Милех, Чах Хурбузе и Чах Горбех является принадлежность их к в общем не характерной для АРР галенит-сфалерит-халькопиритовой рудной субформации (повышенная концентрация сульфидов меди). Однако здесь располагаются и "чистые" свинцовые месторождения галенитовой субформации (Нахлак, Моалла). В структурном плане рудный узел находится на участке сближения главных скрытых глубинных разломов Анарек-Хурской металлогенической зоны. Общей структурной особенностью всех типов рудной минерализации является локализация ее в зонах разноориентированных разломов, среди которых главенствуют субмеридиональные и субширотные. Вмещающими породами служат как метаморфиты фундамента, так и карбонатные отложения чехла.

Рудный узел Кал-е Кафи—Хуни располагается в западной части одновременного выступа фундамента и приурочен к поднятому северо-восточному крылу скрытого разлома Кал-е Кафи. Поднятие фундамента венчается эоценовым вулканическим массивом, прорванным интрузивом монзонит-граносиенитовой формации, внутри и вокруг которого концентрируются плутоногенные рудные объекты. Ведущие типы оруденения — медно-молибденовое и полиметаллическое, которым сопутствуют золоторудная минерализация, проявления вольфрама, висмута, магнетитовых руд. Отчетливо видна горизонтальная зональность рудной минерализации: медно-молибденовый штокверк (месторождение Кал-е Кафи) приурочен к позднему штоку лейкократовых гранитоидов внутри интрузивного массива, в экзоконтактах последнего устанавливается оруденение золота, вольфрама, висмута, железа и на некотором удалении — золото-полиметаллическое (месторождение Хуни). Рудоконтролирующими служат нарушения трех направлений: субмеридиональные, северо-западные и субширотные; последние являются унаследованными и окаймляют позднемиловые грабен-синклинали.

Небольшой рудный узел Торкемани — единственный в АРР, размещающийся непосредственно в зоне пограничного (Торкемани-Ордибского) глубинного разлома. Анализ структурного положения узла показывает, что он лежит на пересечении упомянутого разлома со скрытым Северо-Анарекским разломом, который сечет здесь границу зон и уходит к юго-востоку, читаясь в рисунке приповерхностных разломов зоны Чах Паланг. При этом в узле Торкемани проявляется рудная специализация, характерная именно для Северо-Анарекского разлома: телетермальное сурьмяное, железо-марганцевое, медное оруденение, признаки золоторудной, вольфрамовой, ртутной, никелевой минерализации. Все оруденение фиксируется только в небольшом выступе зеленосланцевых метаморфитов, включающих пластины серпентинитов. Самым

значительным является сурьмяное оруденение, но в связи с находкой самородка "Анарек" более интересны признаки золоторудной минерализации. Границы этого рудного узла маскируются окружающими впадинами, оценить его значимость трудно.

Следующий рудный узел — Гоуд тяготеет к восточной части Кал-е-Кафинского выступа фундамента. По геологической позиции он обнаруживает определенное сходство с рудным узлом Нахлак—Чах Милех и также характеризуется полиметаллическим оруденением, но с увеличением содержания цинка в рудах (месторождения Гоуд и Негин галенит-сфалеритовой рудной субформации). Отмечен небольшой шлиховый ореол золота. Месторождения локализуются как в метаморфическом фундаменте, так и в меловых породах чехла. Единой рудоконтролирующей системы разломов не наблюдается.

Помимо перечисленных рудных узлов в рассматриваемой зоне намечается участок заметно повышенной экстенсивности оруденения, могущий претендовать на ранг рудного узла, однако из-за плохой обнаженности и сочетания разнотипной минерализации металлогеническая позиция его не вполне ясна. Этот участок (Аирикан) располагается в крайней северо-восточной части АРР непосредственно в зоне скрытого Чупананского разлома, проявленного здесь системой нарушений северо-восточного направления. По последней фундамент массива ступенчато опускается в Большую Кевирскую впадину и, она судя по глубинным магнитным аномалиям, примыкает его к офиолитовой линейной массе трассирующей продолжение меланжа Наин-Зеварской зоны. Оруденение фиксируется в обоих крыльях сбросовой зоны — и в поднятом, и опущенном. Висячем боку метаморфитов фундамента локализованы жилы и метасоматические зоны гематитовых руд и шлиховые ореолы шеелита, а в меловом чехле — рудопроявления и интенсивные геохимические аномалии свинца и цинка. В опущенном блоке, во впадине, в единственном небольшом выступе в гранитоидах (позднепротерозойские? или мезозойские?) наблюдаются интенсивные шлиховые ореолы шеелита и геохимические аномалии молибдена, свинца, серебра, ртути. В прилежащей впадине зафиксирована четвертичная инфильтрационная урановая минерализация. Участки относительной концентрации проявлений различного типа устанавливаются и западнее Аирикана в небольших выступах-блоках фундамента вдоль того же скрытого Чупананского разлома. Здесь спорадически отмечается полиметаллическая, медная минерализация, в шлихах обнаружено золото, известно два небольших месторождения (Чах Пошти и Ибрагим Зари) бирюзы. По-видимому, северо-восточное ограничение Анарек-Хурского массива в результате мезозойской и альпийской активизации подвергалось особенно сильной проработке и отличается повышенной рудоносностью.

Все охарактеризованные рудные узлы сосредоточены в западной половине Анарек-Хурской зоны и охватывают по существу смыкающиеся выступы фундамента — Анарекский и Кал-е-Кафинский, а также

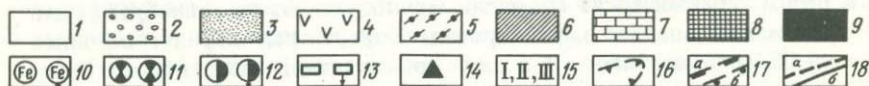
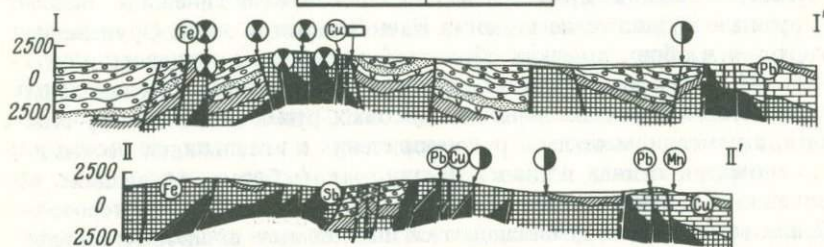
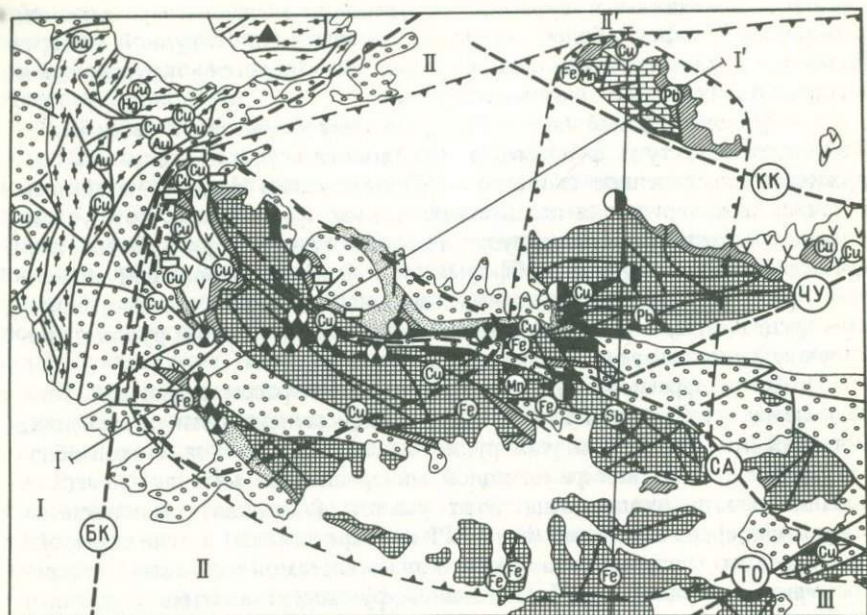


Рис. 32. Схема геологического строения и размещения оруденения западной части Анарек-Хурской металлогенической зоны.

1 - плиоцен-четвертичные отложения; 2 - олигоцен-миоценовая моласса; 3-4 - эоцен; 3 - туфогенная моласса, 4 - вулканогенный комплекс (трахиандзитовая формация); 5 - меловой-нижнеэоценовый олифолитовый комплекс (меланж); 6 - меловые карбонатные отложения; 7 - триасовые карбонатно-терригенные отложения; 8 - верхнепротерозойский - нижнепалеозойский метаморфический фундамент; 9 - альпинотипные ультрамафиты (перидотиты, серпентиниты); 10-14 - гидротермальные месторождения и рудопроявления (со стрелкой - проекция на линию разреза): 10 - железа и др., 11 - Cu-Ni-Co (иногда с Pb, Zn, Au, Ag), 12 - жильные полиметаллические, 13 - стратиформные медные и полиметаллические (с Au, Ag, Sr), 14 - колчеданные; 15 - металлогенические

структуры их близкого окружения. Эта часть зоны характеризуется максимальной для всего АРР концентрацией рудных объектов (см. рис. 31) и выделяется в Центрально-Анарекский рудный район (выделен в противовес понятию АРР как категории геолого-экономической). Именно на известности этого рудного района в прошлом сложилось представление о широком развитии месторождений близ Анарека.

При рассмотрении Анарек-Хурской металлогенической зоны выявляется сложная картина распределения рудной минерализации и многообразия контролирующих ее факторов. Главными рудоконтролирующими структурами являются скрытые нарушения — глубинные зоны резко разупрочнения пород, отраженные в приповерхностном срезе структур пучками и сложными системами преимущественно альпийских разломов. Наличие таких глубинных зон согласуется и с другими геологическими данными, свидетельствующими о мозаичности структуры фундамента Анарек-Хурского массива. В некоторых случаях по рисунку оперяющих нарушений и по чередованию зон сжатия и растяжения фиксируются сдвиговые смещения вдоль этих разломов. Хорошо виден, например, резкий излом Северо-Анарекского разлома в западной части зоны, по которому можно предполагать эшелонированные правосдвиговые смещения с формированием в их тылу структур растяжения — альпийских грабенов. В бортах грабенов расположены месторождения рудных узлов Мескани—Себарз и Нахлак—Чах Милех (рис. 32). В этом сложном участке по рисунку структур сжатия (притертых зон оперяющих нарушений) наблюдается левостороннее смещение вдоль Чупананского разлома, согласующееся с упомянутым изломом Северо-Анарекского разлома.

Неоднородность, мозаичность глубинного строения данной зоны находит свое отражение не только в рудолокализирующих структурах, но и в вещественном составе месторождений. Как было отмечено ранее, каждый из рудных узлов обладает отчетливой специализацией: узел Мескани—Себарз — Cu-Ni-Co, Нахлак—Чах Милех — Cu и Pb-Zn (при преобладании Cu в Pb-Zn рудах), Кал-е Кафи — Хуни — Cu-Mo и Pb-Zn, Гоуд — Pb-Zn (при преобладании Zn), Торкемани — Sb-Au, участок Аирикан на северо-востоке — видимо, совмещенной Fe, Pb-Zn, W, U. Еще больше специфичность рудных ассоциаций перечисленных узлов проявляется с учетом сопутствующих элементов — Bi, As, Sb, Au, Ag, W, Sr, Hg. Такая пестрая геохимическая картина наблюдается в связи с латеральной неоднородностью глубинных горизонтов фундамента. Так, рудный узел Мескани—Себарз размещается вдоль офиолитового шва

зоны: I — Наин-Зеварская, II — Анарек-Хурская, III — Чах-Палангская; 16 — граница Центрально-Анарекского рудного района; 17 — границы рудных узлов: а — Мескани—Себарз, б — Нахлак—Чах Милех; 18 — разломы: а — главные: БК — Большой Кевирский, ТО — Торкемани-Ордибский, СА — Северо-Анарекский, КК — Кал-е-Кафинский, ЧУ — Чупананский, б — второстепенные

и над офиолитовым же крупным глубинным телом, его "базальтовая" рудная ассоциация обязана своим происхождением реконсервации флюидным фронтом в базит-гипербазитовых массивах таких элементов, как Cu, Ni, Co, As, Bi, Ag.

Расположенный на некотором удалении от офиолитового шва рудный узел Нахлак-Чах Милех при ведущей роли полиметаллического оруденения продолжает сохранять "медную тенденцию" в несвойственной АРР галенит-сфалерит-халькопиритовой субформации полиметаллических месторождений. В центральной части Анарек-Хурского массива рудный узел Гоуд характеризуется уже собственно свинцово-цинковой ассоциацией. Узел Кале Кафи-Хуни отличает плутоногенная медно-молибденовая ассоциация, обычно формирующаяся в поднятиях активизированных областей при образовании глубинных анатектических очагов. И, наконец, антимонитовая и золото-лиственитовая формации рудного узла Торкемани отражают рудообразование в ультрамафитах на участке пересечения двух глубинных разломов. Таким образом, структурно-вещественные комплексы глубинных горизонтов Анарек-Хурской металлогенической зоны, послужившие источниками мобилизации рудного вещества или транзитной средой на его пути к зоне рудоотложения, наложили явственный отпечаток на распределение различного по составу оруденения.

Перспективы поисков новых месторождений в Анарек-Хурской зоны связаны, прежде всего, с приведенными рудными узлами, при этом должны учитываться в первую очередь рудоконтролирующие факторы, указанные при характеристике этих рудных узлов и определяющие их специфику. Особое внимание в этой зоне следует уделить поискам новых (для АРР) типов рудной минерализации — особенно стратиформной в молодых и древних породах, а также золота, ртути; необходимо выявить источник шлиховых ореолов шеелита в рудных узлах Мескани-Себарз и Аирикан.

За пределами выделенных рудных узлов перспективными представляются выступы фундамента разбитой на отдельные блоки северной оконечности Анарек-Хурского массива и приуроченный к этой полосе небольшой эоценовый вулканический массив Годор Сйох, последний — на медно-порфировое оруденение (в районе шлиховых и геохимических ореолов молибдена, проявлений медной и свинцово-цинковой минерализации). Восточная половина зоны, представленная относительно слабodeформированным субгоризонтальным меловым чехлом, разбитым сетью мелких разломов с "черепашковым" рисунком, по-видимому, скрывает наиболее монолитный блок (блоки) фундамента. Очевидно, эта часть зоны наименее неперспективна, что подтверждается отсутствием здесь рудных геохимических аномалий и шлиховых ореолов. Однако расположенная в наиболее прогнутой центральной части массива впадина по косвенным данным может быть целестиноносна.

Металлогеническая зона Кух-е Дом охватывает вулканическую зону Кух-е Дом и включает на востоке вулканический массив Баба Бозорги в Наин-Зеварской тектонической зоне, лежащий на офиолитовом основании (см. рис. 31). В зоне распространены: эоценовый вулканический покров, субвулканы и комагматичные интрузии. Рудная специализация зоны полностью определяется этими образованиями и характеризуется распространением только вулкано- и плутоногенного гидротермального оруденения. Ведущие оруденения — медное и полиметаллические, отчетливо выражена золоторудная специализация, характерно серноколчеданное оруденение, которому сопутствует минерализация Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag. в контактах интрузивов проявляется скарново-магнетитовое оруденение.

Аэрогамма-спектрометрические данные указывают на ураноториевую геохимическую специализацию вулканоплутонического комплекса, однако проявлений минерализации такого типа пока не известно. Главный фактор регионального структурного контроля в этой зоне — скрытые глубинные нарушения (см. рис. 5); в пределах конкретных рудных узлов размещение месторождений и рудопроявлений определяется влиянием структурных факторов более высокого порядка (вулканотектоническими поднятиями, сетью или пучками разломов и т.п.).

Рудный узел Яхаб в западной части зоны приурочен к вулканотектоническому поднятию, сложенному палеозойским и меловым комплексами доэоценового основания, перекрытыми вулканитами трахиандезитовой и риодацитовой формаций, которые буквально "испещрены" субвулканическими и интрузивными гранитоидными телами. Породы эоценового комплекса на большой площади подвержены интенсивной аргиллизации и сопутствующей пиритизации. Сеть разломов вписывается в системы двух сближенных скрытых нарушений (Кух-е Дом южный и широтный) и дополняется крутыми разломами север-северо-западного направления. В центре рудного узла, по аэрогеохимическим данным фиксируется почти перпендикулярная региональным структурным направлениям (на поверхности) глубинная офиолитовая зона (Северо-Западная), меняющая здесь северо-восточное направление на северо-западное. В западной части, на склоне вулканотектонического поднятия, развито серно-колчеданное оруденение в низкотемпературных метасоматитах (пропилитах, гидротермальных аргиллитах, вторичных кварцитах) по вулканитам. Оно имеет рассеянный характер и сопровождается убогой минерализацией Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag отмечен единственный (для зоны Кух-е Дом) случай кобальтовой минерализации.

В сводовой части поднятия в локальной полосе не свойственных этому участку субмеридиональных простираний, по-видимому, согласующихся с глубинным офиолитовым швом, выявлена серия полиметаллических проявлений (в том числе в зонах слабого скарнирования

известковых пород), а в потоках рассеяния зафиксированы аномалии Pb, Ag, Cu, Zn, Mn, Co, Cr и очень редкого в АРР олова. В юго-западной части узла обнаружена ртутная минерализация, приуроченная к субширотным нарушениям в вулканитах.

Рудный узел Горгаб расположен на пересечении двух скрытых нарушений (Кух-е Дом широтный и северо-западный) в выступе палеозойского метаморфического фундамента с фрагментами мелового платформенного чехла, прорванном гранодиоритовым массивом и окаймленным покровами вулканитов. Оруденение представлено магнетитовыми скарнами (Горгаб I), отмечена медно-молибденовая минерализация небольших масштабов, на удалении от интрузивных контактов — полиметаллическая с золотом и серебро-висмутовая минерализация (Горгаб III, IV) неясного характера. В вулканитах к югу от Горгабского интрузива распространено метасоматическое колчеданное оруденение с золотом.

Наиболее значительным является рудный узел Кух-е Дом, совпадающий с одноименным вулканотектоническим поднятием (рис. 33). Этот рудный узел лежит на пересечении двух скрытых разломов — широтного и меридионального (см. рис. 5). Непосредственно в интрузивном массиве Кух-е Дом и его контактах размещается медное, золоторудное и скарново-магнетитовое оруденение (рудопроявления Кух-е Дом I, II, III, IV), а на удалении — полиметаллическое, железо-марганцевое. Есть признаки минерализации вольфрама, висмута, сурьмы, ртути.

Восточнее узла Кух-е Дом, на южном склоне поднятия Танурех, находится рудный узел Ризаб-е Мариам, расположенный в остром углу, составленном пересечением скрытых разломов Кух-е Дом — южный и северо-западным отрезком Северо-Анарекского разлома (см. рис. 5, 31). С последним согласуются рудоконтролирующие нарушения исключительно северо-западного направления. Оруденение преимущественно свинцовое (месторождение Ризаб-е Мариам), реже небольших масштабов медное, марганцевое или железорудное.

Рудный узел Баба Бозорги на востоке зоны Кух-е Дом локализуется в эффузивах эоценовой андезито-базальтовой формации, которые перекрывают здесь меланж Наин-Зеварской зоны. Небольшие вулканогенные, медные, полиметаллические, колчеданные проявления и месторождение марганца — "Манганиз", контролируются разломами северо-западного направления, трассирующими продолжение сюда с юго-востока скрытого Кал-е-Кафинского разлома.

В юго-восточной части зоны расположено вне описанных рудных узлов поле золоторудных жил Чах Алихан. Оно представляет тип вулканогенной минерализации (золото-кварцевая формация), развитой за пределами вулканотектонических поднятий. Рудные жилы контролируются крутыми разломами северо-западного направления, характерными для южной части этой зоны.

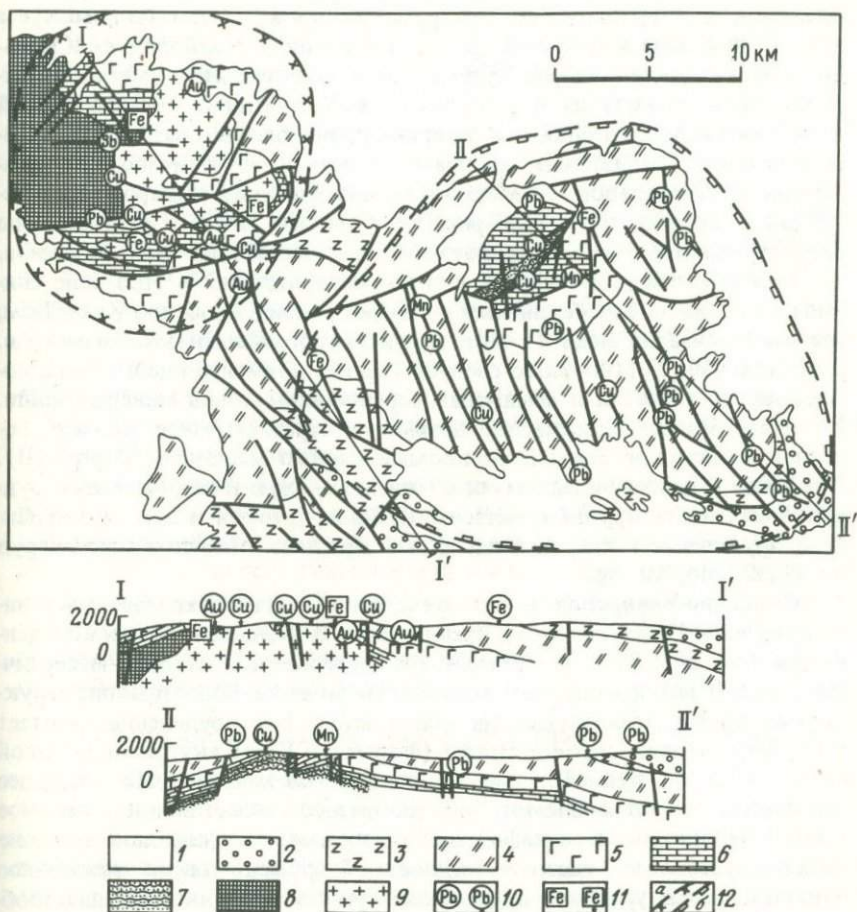


Рис. 33. Схема геологического строения и размещения оруденения в рудных узлах Кух-е Дом и Ризаб-е Мариам.

1 – четвертичные отложения; 2 – олигоцен-миоценовая моласса; 3–5 – эоцен, вулканогенные формации: 3 – андезит-базальтовая, 4 – риодацитовая, 5 – трахиандезитовая; 6 – меловые карбонатные породы; 7 – юрские песчаники, сланцы; 8 – палеозойский метаморфический фундамент; 9 – позднеэоценовые гранодиориты; 10–11 – месторождения и рудопроявления (со стрелкой – проекция на линию разреза): 10 – гидротермальные, 11 – скарновые; 12 – границы рудных узлов: а – Кух-е Дом, б – Ризаб-е Мариам

Таким образом, практически все оруденение в пределах зоны Кух-е Дом ассоциирует с эоценовым вулканоплутоническим комплексом, а различия в рудной специализации узлов связаны в основном с локальными факторами – масштабами вулканотектонических поднятий, на-

личием в них гранитоидных интрузивов, уровнем эрозионного среза и т.д. В этой зоне влияние латеральной глубинной неоднородности меньше, чем в соседней Анарек-Хурской зоне, хотя скрытые нарушения отражаются в структурах поверхности очень отчетливо. Именно в этой зоне, как нигде наглядно, они разграничивают блоки с разным характером рисунков альпийских разломов: в южной — устойчиво северо-западных, в центральной — сочетания северо-западных и широтных, в северной — субширотных (см. рис. 5). Отметим, что все рудные узлы рассматриваемой зоны локализируются на пересечениях этих разломов.

Перспективы для поисков новых месторождений в этой зоне связаны в основном с намеченными рудными узлами, особенно Кух-е Дом, где минерализация меди и золота достигает промышленных параметров. В рудном узле Горгаб особо следует уделить внимание оценке металлогенического значения и масштабам серебро-висмутовой минерализации. В метаморфитах фундамента возможно стратиформное колчеданно-полиметаллическое оруденение промышленного масштаба (Горгаб III). Для зоны в целом важно изучить горизонтальную и вертикальную рудную зональность крупных метасоматических штоков и зон с колчеданным оруденением как потенциальных крупных объектов бедных руд Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag.

Украинно-Кевирская металлогеническая зона охватывает тектоническую зону Гале Сардар и окраинную часть Большой Кевирской депрессии (см. рис. 31). На поверхности зоны или под плиоцен-четвертичным чехлом развита олигоцен-миоценовая моласса, более древние структурные ярусы практически не обнажаются. Все оруденение тяготеет к карбонатно-эвапоритовой толще (формации Ком) внутри молассовой серии. Возраст рудной минерализации позднемиоценовый. Ведущее оруденение телетермальное: пластообразное целестиновое, жильное свинцово-цинковое и сульфидно-целестиновое; подчиненное значение имеет пластовое и жильное медное. Обнаружено также экзогенное эпигенетическое урановое оруденение. Рудные тела (включая пластообразные) контролируются разломами, при этом отчетливо проявлена приуроченность всех видов оруденения к формации Ком. Факторы более широкого структурного контроля — региональные рудоконтролирующие структуры — неясны из-за ограниченной обнаженности. Очевидно, что доступные исследованиям рудоносные позднемиоценовые структуры располагаются во "вздернутых" переходных зонах от новейших впадин к поднятиям, возможно, сложенным продуктами эоценового вулканизма.

Рудные объекты этой металлогенической зоны сосредоточены в двух рудных узлах — Гале Сардар и Гуречех-е Берендж, — характеризующих как вовлеченные в новейшие поднятия складчатые комплексы внешней горной периферии впадин (Гале Сардар), так и частные поднятия внутренней, равнинной периферии (Гуречех-е Берендж). Ве-

душая целестиновая и сульфидно-целестиновая рудные минерализации проявляются при сочетании факторов: крупных нарушений в фундаменте впадин, создающих зоны повышенной проницаемости для гидротермальных растворов, сети рудо локализирующих разломов и трещин в приповерхностной зоне, положительных складчатых форм, карбонатной среды рудоотложения (с благоприятными горизонтами — грубополосчатых известняков, колониальных кораллов, известковистых песчаников и т.п.). Особого внимания в этой зоне заслуживают инфильтрационные эпигенетические проявления урана. Такого рода минерализация, по данным С.Г. Батулина и других, возникает за счет кислородных ураноносных подземных вод, которые, имея область питания в поднятиях, при движении по падению водоносных горизонтов формируют зону пластового окисления с урановым оруденением. Открытие такой минерализации (рудопоявление Мухоммадабад) нацеливает на поиски экзогенных эпигенетических месторождений урана в пределах всей Большой Кевирской депрессии.

Все виды рудной минерализации в данной зоне описываются впервые: эта депрессия рассматривалась ранее только как потенциально нефтеносная область или как солеродный бассейн. В настоящее время это — новая иранская целестиновая провинция или часть крупной целестиновой провинции Средиземноморского пояса, в то же время она перспективна на стратиформное и жильное сульфидное оруденение цветных металлов; она должна оцениваться также в качестве артезианского бассейна с экзогенным эпигенетическим урановым оруденением.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

Рассмотренные особенности металлогенических зон позволяют проанализировать их общие черты и различия (см. табл. 8). При сравнении металлогенических зон выявляется общность их медной и свинцово-цинковой рудной специализации: она свойственна практически всему региону, за исключением Наин-Зеварской зоны, где свинцово-цинковая минерализация проявлена слабо и отчасти, вероятно, маскируется из-за плохой обнаженности. Можно выделить две особенности медного и свинцово-цинкового оруденения: его "сквозной" характер в интервале устанавливаемых металлогенических эпох и максимальную интенсивность рудообразования в эоцене—позднем миоцене. Вторая особенность в связи с наложением позднего оруденения на разнотипные структуры с присущей им более древней рудной специализацией обеспечила свинцово-цинковый, и в меньшей степени медный "натуральный фон", сближающий различные металлогенические зоны.

Общая особенность металлогенических зон АРР — наличие в нижних горизонтах фундамента скрытых рудоконтролирующих разломов. Они не устанавливаются только в Пошт-е Бадам-Бафкской зоне, входящей в исследуемый регион малым фрагментом, и в Окраинно-Кевирской

зоне, имеющей в рамках АРР характер узкого сегмента обширнейшей впадины, перекрытой плиоцен-четвертичным чехлом. Есть основания предполагать, что скрытые разломы влияют на металлогению этих двух зон, однако данных, подтверждающих это, пока нет. В остальных зонах скрытые глубинные разломы, хотя и не имеют закономерностей ориентировки, но с наибольшей отчетливостью проявляются в Анарек-Хурской и Кух-е-Домской зонах.

Общая особенность этих зон — наличие различного по возрасту (верхнепротерозойского—нижнепалеозойского и палеозойского) складчато-метаморфического фундамента с редуцированным по мощности и полноте разреза платформенным чехлом. Поэтому предполагается, что в структурах именно такого типа роль скрытых нарушений проявляется особенно отчетливо. При этом остается неясным: возрастает ли здесь их рудоконтролирующее значение или просто в силу относительной "малозтажности" таких структур и благоприятного соотношения плотностных свойств пород фундамента—чехла альпийские разломы отчетливо трассируют ориентировку этих глубинных нарушений на поверхности.

По возрасту рудообразования металлогенические зоны подразделяются на полициклические, в которых проявляется оруденение двух—трех металлогенических эпох (Пошт-е Бадам-Бафкская, Чах-Палангская), и сформированные в рамках одной металлогенической эпохи или даже отдельного ее этапа (Кух-е-Домская, Краинно-Кевирская). Промежуточную позицию занимают Наин-Зеварская и Анарек-Хурская зоны, в которых главенствует оруденение одного этапа, а второе, последующее или предшествующее, проявлено незначительно.

По набору генетических типов и рудных элементов выделяется Анарек-Хурская зона, где проявлены почти все известные в АРР генетические группы, классы месторождений и виды полезных ископаемых. Исключение составляют только первично вулканогенно-осадочные метаморфизованные железорудные месторождения, наличие которых, исходя из общей геологической позиции Анарек-Хурского массива, можно было бы ожидать и здесь. В то же самое время в этой зоне, в отличие от близкой к ней по типу геологического развития Пошт-е Бадам-Бафкской зоны, с исключительной интенсивностью и полнотой проявилась альпийская металлогения, почти стершая следы всех предшествующих эпох и всецело определившая облик этой зоны. Это относится в первую очередь к Cu-Ni-Co профилю Центрально-Анарекского рудного района, обусловленному офиолитовыми массами, а также к "медной тенденции" полиметаллических месторождений рудного узла Нахлак — Чах Милех. Примечательно, что эта зона на этапе эоценовой активизации была остаточным геоантиклинальным поднятием — древним блоком континентальной коры, не стала ареной площадного вулканизма и развития очагов глубинного анатектического гранитообразования, а небольшие вулканические постройки в этой зоне по металлогеническому

профилю принципиально не отличаются от рудной специализации вулканотектонических поднятий зоны Кух-е Дом (Cu, Pb, Zn, Mo, W, Au, Bi, Fe, FeS₂). Этим подчеркиваются наложенный характер эоценового вулканического пояса и универсальность его региональной металлогенической специализации, при этом надо учитывать и индивидуальные особенности рудоносности отдельных его частей.

Остальным зонам присуща специализация по главному или даже единственному генетическому типу рудоносности: в Окраинно-Кевирской — телетермальному (поздний миоцен), в Кух-е-Домской — вулканотектоническому (эоцен), в Наин-Зеварской — магматическому и вулканогенному (мел). Отметим, что "узкий генетический профиль" рудной специализации характерен для зон сплошного площадного развития рудоносных магматических комплексов (зоны Наин-Зеварская и Кух-е Дом) или полного отсутствия таковых (Окраинно-Кевирская зона).

ЭВОЛЮЦИЯ РУДОГЕНЕЗА

Приведенный материал по истории формирования региональных структур, особенностям строения, вещественного состава и размещения эндогенных месторождений позволяет предполагать длительность и сложность процессов рудообразования и АРР. Были выявлены основные черты древних металлогенических эпох указывалось, что они в значительной мере стертые альпийскими процессами.

Эпоху раннего альпийского рудообразования начинает формирование рудных ассоциаций, связанных со становлением коры океанического типа в Наин-Зеварской зоне, но поскольку последняя представляет собой ограниченную по площади рифтоподобную структуру, эти рудные ассоциации при всей их яркой индивидуальности не стали "металлогеническим лицом" региона в целом. В то же самое время офиолитовые массы этой зоны и многочисленных протрузий в глубинных швах, а также крупные глубинные тела, не достигающие современной поверхности, наложили отпечаток на состав более позднего альпийского оруденения. Вещественная среда офиолитовых масс, геохимически специфичная, аномальная по отношению к "гранитному" составу континентальной коры, реагировала на активизацию последующих альпийских процессов мобилизацией "базальтоидных" металлов и возникновением геохимически "смешанных" ассоциаций (Fe, Cu, Ni, Co + Pb, Zn, Au, Ag, Hg, Sb, U), зафиксированных как в самой Наин-Зеварской зоне, так и в прилежащем выступе Анарек-Хурского массива.

Суть этих процессов состоит в высвобождении из магнезиально-железистых силикатов железа, меди, никеля, кобальта, которые в такой обстановке, по данным А.А. Маракушева, за счет привноса других элементов ассоциируют с золотом, сульфидами, арсенидами, различными

сложными соединениями. По-видимому, в результате этих процессов образовались сложные по минеральному составу Cu-Ni-Co и Cu-Ni-Co-Pb-Zn месторождения, а также некоторые проявления сурьмы, ртути, золота и др. Отголоски этих процессов фиксируются также высокими содержаниями никеля и кобальта в полиметаллических рудах некоторых проявлений, под которыми на относительно малой глубине геофизическими методами установлены офиолитовые протрузивные (?) штоки (Гуречех-е Берендж и др.), а может быть, также и существенными примесями никеля и кобальта (с отношением a/a_0 до 0,4) почти во всех медных и полиметаллических объектах АРР (см. рис. 28).

Собственно альпийская металлогеническая эпоха включает два этапа эндогенной активности — эоценовый, с сопутствующим ему орогенным вулканоплутонизмом, и позднемiocеновый, сопровождавший деформации позднеорогенной молассовой формации, усиление темпов и контрастности вертикальных движений. Оба этапа выражены широким развитием процессов гидротермального рудообразования: первый — преимущественно вулкано- и плутоногенного (в пределах ареалов вулканизма) и второй — телетермального, в значительной мере стратиформного (в позднеорогенных впадинах и их обрамлении). За пределами зон того и другого типа (раннеорогенные вулканоструктуры и позднеорогенные депрессии) геологически не датированное телетермальное оруденение формировалось в течение первого и второго этапов, т.е. оно парагенетически связано и с эоценовым вулканизмом, и со вспышкой позднемiocеновой гидротермальной активности во впадинах. Этот вывод, основанный на геологических наблюдениях, подтверждают термобарогеохимические материалы, а также изотопно-геохимические данные, показывающие, с одной стороны, различия изотопного состава свинца месторождений эоценового и позднемiocенового этапов рудообразования и, с другой, — сходство не датированных телетермальных месторождений с теми или другими. Этап рудообразования, связанный с эоценовым вулканизмом, отмечен привнесением свинца, обогащенного изотопами ^{207}Pb и ^{206}Pb , позднемiocеновое оруденение отличается заметным ($^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$ до 1,15 и даже 1,26) обогащением свинца изотопом ^{208}Pb .

Не датированное телетермальное оруденение в выступах фундамента имеет контрастное распределение свинца с разными изотопами, а оруденение в осадочных породах чехла и складчатых комплексах мезозоя характеризуется промежуточным составом между двумя указанными основными группами свинца. По-видимому, в течение альпийской металлогенической эпохи происходила эволюция изотопного состава свинца от обогащения ураногенными изотопами ^{207}Pb и ^{206}Pb рудоносных растворов эоцена через массовый привнос обыкновенного свинца к свинцу, обогащенному торогенным изотопом ^{208}Pb на завершающем позднемiocеновом этапе. Основным источником рудного свинца были древние

породы блоков ранней континентальной коры, возраст которых не менее чем 700–800 млн. лет.

Процесс формирования альпийского оруденения по-видимому следующий. Окончательное становление континентальной коры Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса в эту эпоху проявилось в сильном сжатии литосферы и сопровождалось метаморфизмом и магмообразованием. При этом деформация и мобилизация в глубоких горизонтах материала первичной коры приводила к потере вместе с летучими и рудными компонентами некоторой части свинца пород. В эоцене при регенерации вулканических очагов неустойчивость большинства урановых минералов могла явиться причиной отделения и выноса совместно с частью рудного свинца накопившихся в ураносодержащих минералах изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb . Предполагается, что породы-мобилизаты радиогенного свинца эоценового этапа рудообразования имели низкий уровень отношения Th/U и высокий U/Pb , что в целом типично для древних глинисто-углисто-карбонатных формаций. Вероятно, что при этом постоянно происходил привнос обыкновенного свинца из мантии, однако поступление радиогенных изотопов из гранитизируемых древних пород изменило его первичный изотопный состав.

На возможное существование глубинного источника рудного вещества косвенно указывают особенности изотопного состава серы — близость его к уровню метеоритного стандарта в рудах вулканоплутоногенных месторождений и относительная стабильность ее изотопного состава вблизи этого уровня для ряда телетермальных месторождений, сформировавшихся на верхних структурных этапах домиоценовых структур (в мезозойских породах чехла массивов и доальпийских складчатых зон). Дальнейшее развитие метаморфических преобразований древнего корового субстрата на позднемиоценовом этапе сопровождалось разрушением минералов тория с изотопом ^{208}Pb , контаминировавшим на путях продвижения восходящих растворов обыкновенные рудные свинцы, что проявилось в образовании в позднеорогенных впадинах руд с повышенным содержанием ^{208}Pb .

Таким образом, данные изотопии и геохронологии показывают длительность и сложность эволюционных преобразований рудных элементов не только от одних эпох (циклов) к другим, но и в рамках одной и той же альпийской эпохи — от этапа к этапу. Последнее подчеркивается и намечающимися различиями *PT* условий полиметаллического рудообразования в эоцене и в позднем миоцене.

Эволюция альпийского оруденения проявлена в возникновении сложных по составу и скользящих во времени ассоциаций рудных формаций со стертими, размытыми генетическими признаками, например, Cu-Ni-Co -полиметаллической и близкой к ней рудной минерализации. Эволюционный ряд такого оруденения, сформированного к тому же в сопряженных структурах, выглядит следующим образом (I — эоценовый этап, II — позднемиоценовый этап):

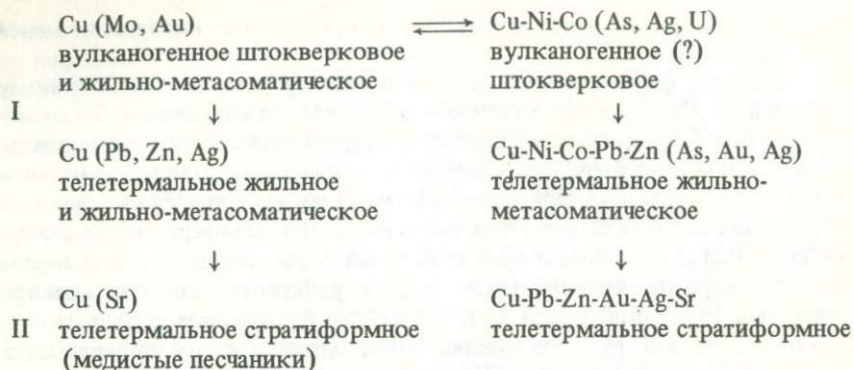


Схема развития альпийского полиметаллического оруденения геологически менее наглядна, но и оно явственно эволюционировало во времени. На это указывают изменения изотопного состава свинца и серы сульфидов, многостадийность и изменение *PT*-условий минералообразования, тенденция к формированию на завершающем этапе наряду с секущими формами рудных тел стратиформных залежей. Сложность эволюции полиметаллического оруденения нашла также свое выражение в разнообразии Pb-Zn и (Pb + Zn):Cu отношений и спектров сопутствующих элементов в рудах и рудных минералах полиметаллических месторождений. Заметной геологической особенностью эволюции полиметаллических и меднорудных формаций служит появление на завершающем этапе альпийского рудогенеза стратиформных рудных залежей, по морфологическим признакам сближающихся с осадочными месторождениями. Такие месторождения возникают, видимо, за счет катагенетического преобразования осадочного рудного вещества [27], и их теперь все чаще рассматривают как экзогенно-гидротермальные [18], вулканогенно-осадочные [17], а метасоматические целестиновые — даже как собственно экзогенные [3].

Современная эндогенная активность выражается в деятельности немногочисленных термальных источников, в водах которых однако не фиксируется аномальных содержаний рудных компонентов. Широкое развитие получили процессы экзогенного эпигенетического рудоотложения (железо, уран и др.).

**КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ
СХОДНОГО С АРР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ**

Рассмотренные черты тектонических структур АРР и их рудоносность присущи всему Центральному Ирану и в большой степени — Иранскому сегменту или Ирано-Афганской металлогенической области в целом. Большая часть территории последней относится к активизированным континентальным массивам, прошедшим в альпийскую эпоху переработку в режиме вунтриконтинентальных—окраинных морей и вулканических поясов, а также характеризующимся наличием участков локальной деструкции континентальной коры в зонах рифтогенеза [1, 2, 14, 26, 39]. Многие черты металлогении этой территории свойственны Центральному Ирану. Поэтому установленные закономерности размещения месторождений АРР и вытекающие из них практические выводы по оценке рудоносности территорий сходного геологического строения могут быть распространены и на сопредельные регионы Афганистана, Пакистана, Турции, а также на некоторые южные области СССР. Намеченные критерии оценки рудоносных территорий удобно подразделить на две группы: региональных поисков и детальных поисков и оценки месторождений.

При региональных поисках, выполняемых в рамках обширных малоизученных регионов (нескольких металлогенических зон), основные оценочные критерии сводятся к следующему.

1. Области раннего становления и длительной структурно-вещественной эволюции континентальной коры, дифференцирующиеся на разнотипные и разновозрастные тектонические зоны, характеризуются полициклическим формированием оруденения — от байкальской до альпийской эпох, включая новейший (позднемиоценовый или даже послемииоценовый) этап последней.

2. По связи с основными типами тектонических структур устанавливаются следующие особенности пространственной приуроченности главнейших типов оруденения:

байкальское—раннекаледонское (?) стратиформное и контактово-метасоматическое магнетитовое и стратиформное колчеданно-полиметаллическое оруденение — в выступах фундамента кристаллических массивов со следами древнего вулканоплутонизма (тип Бафка—Кушка);

альпийское магматическое хромитовое, вулканогенное колчеданное и марганцевое оруденение, а также наложенная золоторудная, ртутная и разнообразная неметаллическая (магнезитовая, тальковая и др.)

минерализация — в ассоциации с офиолитами реликтовой океанической коры шовных рифтогенных зон (тип Наина);

альпийское полигенное (вулканогенное и телетермальное) Cu-Ni-Co (иногда с Pb, Zn, U, Au, Ag) оруденение — в краевых частях кристаллических массивов, примыкающих к офиолитовым зонам или шарьированных на них (Мескани—Себарз);

плутоногенное медно-молибденовое, свинцово-цинковое, золоторудное, иногда вольфрамовое и висмутовое — в наложенных вулканоструктурах этапа альпийской активизации на выступах фундамента кристаллических массивов (тип Кал-е Кафи);

плутоногенное медное, свинцово-цинковое, золоторудное, скарново-магнетитовое, вулканогенное медное (в том числе медно-порфировое), свинцово-цинковое, золоторудное, марганцевое, колчеданное (с Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag) оруденение и месторождения барита, бентонита и другие — в наложенных орогенных поясах и локальных ареалах альпийского вулканизма, характеризующихся также урано-ториевой геохимической специализацией (тип Кух-е Дома—Горгаба);

телетермальное жильное свинцово-цинковое и медное оруденение кристаллических массивов и доальпийских складчатых зон (тип Нахлак — Чах-Милех), а также сурьмяное и золоторудное, ассоциирующееся с серпентинитовыми протрузиями в зонах глубинных нарушений (тип Торкемани) — в участках альпийской тектономагматической активизации;

позднеальпийское телетермальное стратиформное или жильное целестиновое, сульфидно-целестиновое, свинцово-цинковое и медное оруденение — в позднеорогенных наложенных впадинах и их бортах (тип Гале Сардар — Гуречех-е Берендж);

современное эпигенетическое урановое оруденение — в артезианских бассейнах прибортовых частей межгорных и предгорных впадин (тип Аирикан); в нижних ярусах чехла возможна локализация гидротермального уранового оруденения.

3. Основными разрывными структурами, контролирующими размещение рудных узлов и месторождений, являются скрытые разломы — крупные нарушения в нижних горизонтах коры, видимо, представляющие собой зоны повышенной проницаемости по глубинным "спайкам" разнородных блоков. Они не находят отражения на среднемасштабных геологических картах и намечаются лишь по совокупности косвенных геологических данных. Устанавливается также приуроченность большинства рудных узлов к разного рода блоковым поднятиям.

4. Важный признак рудоносности малоизученных территорий — наличие следов древнего горного промысла, которыми отмечены горнорудные районы прошлого (иногда забытые) во всех ближневосточных странах и некоторых областях юга СССР.

При детальном поисках, выполняемых в пределах рудных узлов,

полей, и при ревизии старых месторождений, можно, наметить следующие оценочные критерии.

1. Помимо наиболее общих геологических факторов, определяющих закономерности размещения месторождений, следует указать на приуроченность большинства объектов АРР к пучкам разломов, трассирующих на поверхности скрытые нарушения фундамента, а также к оперяющим их мелким крутонаклоненным нарушениям и трещинам. Отсутствует заметная связь рудных тел и пликтивных структур (кроме некоторых пластообразных стратиформных залежей).

2. В пределах рудных узлов или полей нередко устанавливается горизонтальная зональность, проявленная в закономерной смене одних типов оруденения другими (скарнового — гидротермальным, плутоногенного медно-молибденового с золотом — золото-полиметаллическим, вулканогенного колчеданного — полиметаллическим), а в более сложных случаях — эволюционирующим в пространстве рядом полихронных месторождений со смешанными генетическими признаками (например, вулканогенные Cu-Ni-Co → телетермальные жильные Cu-Ni-Co-Pb-Zn → стратиформные Cu-Pb-Zn-Au-Ag-Sr).

3. Влияние литологического фактора четко проявляется в приуроченности свинцово-цинкового оруденения к карбонатным породам (независимо от их возраста); Cu-Ni-Co оруденение чаще локализуется в силикатных железисто-магнезиальных породах, сурьмяное — на контактах карбонатных и алюмосиликатных пород, другие типы минерализации менее "требовательны" к среде урудоотложения.

4. Некоторые типы месторождений нуждаются в комплексной оценке, в связи с тем что содержания примесей ряда металлов могут достигать промышленных значений: серебра, реже ртути, кадмия — в свинцово-цинковых рудах, золота и серебра — в медных, медно-молибденовых, Cu-Ni-Co — в свинцово-цинковых рудах и др.

Приведенные оценочные критерии позволяют дополнительно проанализировать металлогенические особенности сопредельных провинций и наметить новые аспекты их потенциальной рудоносности.

Выступы древнего зеленосланцевого складчато-метаморфического основания структур Ирано-Афганской области, Анатолии и Малого Кавказа нуждаются в проверке с точки зрения наличия древнего стратиформного оруденения (типа Бафка-Кушка), в том числе и медно-рудного. Подтверждением этого служит открытое недавно в Афганистане крупное Айнакское месторождение [6]. Реликтовые рифтогенные зоны с раздавленной или шарьированной корой океанического типа раннеальпийской и киммерийской эпох, широко развитые в сопредельных регионах, требуют ревизии на рудные типы Наина и Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа [12, 15, 23] — на хромиты, вулканогенное марганцевое и колчеданное оруденение, наложенную золоторудную и сурьмяно-ртутную минерализацию. С этих позиций следует оценить

рудноносность и более древних герцинских офиолитов Северного Памира, а также Северного Гиндукуша в Афганистане. Структуры обрамления офиолитовых швов — особенно периферические части стабильных массивов, испытывавших альпийскую активизацию, — перспективны на полиэлементное оруденение смешанных геохимических ассоциаций (Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Au, Ag, U) — тип Мескани—Себарз. Подтверждением возможности выявления такого рудного типа в указанных регионах служат также разрозненные данные по ряду провинций Ирано-Афганской области: известное аномальностью состава месторождение Байче Баг в северо-западном Иране [29], жильная никель-кобальтовая минерализация в обрамлении хромитоносных ультраосновных интрузий в районах Дивриги, Имре, Гюнеш в Турции, сложного состава полиметаллические (с As, Co, U) проявления рудного района Миане в северо-восточном Иране [23]. "Сигналом" проявления этого типа служит нахождение сульфидов и арсенидов никеля и кобальта в полиметаллических или меднорудных ассоциациях месторождений.

Уточненная на примере АРР специализация Центрально-Иранского вулканического пояса подтверждает ранее высказывавшееся предположение о потенциальной перспективности его на медно-молибденовое и колчеданное оруденения [10, 24] и дополняется данными о наличии вулканогенного и плутоногенного железорудного, марганцевого, свинцово-цинкового, золоторудного и другого оруденения, месторождений бентонита, барита и др. [19]. Огромное площадное развитие этого вулканизма заставляет с особым вниманием подойти к его оценке на указанные типы минерализации, причем не только в Иране, но и в западной части Афганистана и Пакистана, а также в Турции.

С выявлением оруденения типа Кал-е Кафи, АРР становится "связующим звеном" между крупным медно-молибденовым рудным узлом Сар-Чешме в юго-восточном Иране [31] и Зангезурским рудным районом Армении [12] и вместе с ними вписывается в гигантский рудоносный пояс орогенного вулканоплутонизма от медно-молибденовых и колчеданных месторождений Суббалкан и Родопского массива в Югославии и Болгарии [22, 35] до района Чагаи в Пакистане. По аналогии с этим поясом следует ревизовать на типы Кал-е Кафи и Кух-е Дома—Горгаба палеогеновый вулканический пояс Центрального Памира в СССР, где недавно Г.С. Аверьяновым и Ю.И. Дыщуком уже была описана вулканогенная золото-вольфрамовая минерализация.

Большой практический интерес представляет установление по изотопно-геохимическим данным синхронности телетермальных месторождений древних массивов и доальпийских складчатых зон с оруденением в структурах вулканического пояса и позднеорогенных депрессий. Тем самым находит подтверждение в конкретных ассоциациях месторождений высказывавшееся предположение об отдаленной связи телетермального оруденения амагматических зон (провинций) Ирано-Афган-

ской области с сопредельными вулканическими поясами и зонами. Таким образом, в обрамлении последних могут с теми или иными вариациями проявляться сопряженные рудные формации (полиметаллическая, меднорудные и др.) средне-низкотемпературных телетермальных месторождений, а сами эти площади должны рассматриваться как перспективные — в нашем случае для оруденения эоценового и позднемиоценового этапов минерализации. Этот вывод широкого плана, хорошо согласующийся с данными по Афганистану [6] и югу Туркменской ССР [7], скорее всего, справедлив для всей Ирано-Афганской области и, как уже было указано А.А. Луйком, В.В. Могаровским, Е.Ф. Романько, — для обрамления Памиро-Тань-Шаньского орогена.

Важное значение имеет установление в позднеальпийских впадинах Ирано-Афганской области месторождений целестиновой и сульфидно-целестиновой формаций (тип Гале Сардар—Гуречех-е Берендж). Месторождения этих формаций следует искать во всех наложенных впадинах восточной части Средиземноморского пояса — вне зависимости от строения их фундамента и наличия предшествующего раннеорогенного вулканизма — на Малом Кавказе (в Закавказской и Араксинской депрессиях), на юге Туркмении, в Турции, Пакистане, Иране, во внутренних впадинах Афганистана, в южной части Афгано-Таджикской впадины. В северо-западном Афганистане, Центральной Туркмении и Южном Таджикистане месторождения и проявления близкого типа уже известны. С этими рудными формациями АРР ассоциирована, в одном генетическом ряду эволюционирующего в пространстве регионального рудного процесса, близкие по возрасту свинцово-цинковая, сурьмяно-ртутная, барит-витеритовая минерализации Копетдага [7].

И, наконец, в оценке свинцово-цинковых, медных и других месторождений упоминавшихся сопредельных регионов следует учитывать возможное наличие в рудах высоких (до промышленных) концентраций примесей серебра, кадмия, ртути, золота и др. Имеются сведения, что АРР в этом отношении не является исключением: например, в Южной Анатолии на месторождении Заманты в свинцово-цинковых рудах обнаружены примеси серебра, кадмия, галлия, на месторождении Кан-Мурдин — серебра, золота, селена и теллура, на месторождении Кебан-Маден — серебристый галенит [23].

В заключение следует отметить, что современное состояние изученности АРР при всей широте геологических обстановок и богатстве "палитры" установленных типов оруденения не дает оснований считать потенциальный набор последних исчерпанным. Альпийское рудообразование, в значительной мере стершее приметы металлогенической предыстории региона, в какой-то степени, возможно, и замаскировало ее сохранившиеся следы. В частности, можно ожидать выявления в метаморфических комплексах фундамента древнего стратиформного медного, свинцово-цинкового, вольфрамового и другого оруденения, в

результате более поздних процессов частично преобразованного в ореолы жильных проявлений, зоны рассеянной минерализации. На существование (по крайней мере, в прошлом) такого оруденения указывают наличие древних свинцов, прошедшей бактериальную редукцию серы сульфидов и, наконец, прямые аналогии, например, с рудоносностью Бафкского района Ирана. Перечень таких ожидаемых типов можно было бы продолжить, ограничимся только указанием на это важное обстоятельство.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований, проведенных в пределах рассматриваемого района, можно сделать следующие выводы.

1. Анализ геодинамической эволюции региона позволяет рассматривать его как область ранней (байкальской) консолидации континентальной коры, испытавшей локальную деструкцию с последующим сжатием и раздавливанием реликтов океанической коры в рифтогенных структурах. Завершающие этапы становления альпийской континентальной коры отмечены активизацией тектоно-магматических процессов, выразившейся в формировании наложенного вулканического пояса и позднеорогенных депрессий.

2. Ведущая металлогеническая роль альпийской эпохи устанавливается по связи главной массы оруденения с эоценовым вулканоплутонизмом и этапом позднемиоценовой складчатости, а также локально — с меловым офиолитовым комплексом коры океанического типа. Подчиненное место занимает оруденение байкальской—раннекаледонской (?) и киммерийской металлогенических эпох.

3. В результате металлогенического районирования региона выделяются металлогенические зоны (в скобках даны возраст и ведущее оруденение): Пошт-е Бадам-Бафкская (PR_2 — PZ_1 , MZ—Fe, Pb-Zn), Чах-Палангская (PR_2 — PZ_1 , MZ, P — Cu, Pb-Zn, Fe), Наин-Зеварская (K, P — Cr, Mn, колчеданное, Au, Hg), Анарек-Хурская (P — Cu, Cu-Ni-Co, Cu-Mo, Pb-Zn, Au, Sb), Кух-е-Домская (P_2 — Cu, Pb-Zn, Au, Fe, колчеданное), Украинно-Кевирская (N_1^2 —Sr, Pb-Zn, Cu, U). В пределах каждой из зон намечены рудные узлы, которые чаще всего располагаются в разного рода тектонических поднятиях. Главными рудоконтролирующими структурами являются протяженные сквозные зоны нарушений в глубоких горизонтах коры — скрытые разломы, трассируемые на поверхности пучками молодых разрывов и устанавливаемые в основном по комплексу геолого-геофизических данных.

4. К поисковым критериям можно отнести особенности пространственной приуроченности оруденения,

— к выступам байкальского—раннекаледонского (?) фундамента, несущего следы древнего вулканоплутонизма, одновозрастного Fe, Pb-Zn (тип Бафка-Кушка);

— к альпийским офиолитовым комплексам коры океанического типа или к протрузивным гипербазитам глубинных разломов — Cr, Mn, колчеданного, Au, Hg, магнезитового (тип Наина) или Sb, Au (тип Торкемани);

– к кристаллическим массивам и поднятиям в доальпийских складчатых зонах – альпийского Pb-Zn, Cu (тип Нахлака – Чах Милех);

– периферии массивов, окаймляемых офиолитовыми зонами – Cu-Ni-Co, иногда с Pb, Zn, Au, Ag, U (тип Мескани–Себарз);

– к альпийским наложенным раннеорогенным вулканическим поясам и локальным вулкано-плутоническим ареалам – Cu, Cu-Mo, Pb-Zn, Fe, Au, W, Bi, колчеданного с Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Mo, а также барита, алуни́та, бентонита (типы Кал-е Кафи и Кух-е Дома-Горгаба);

– к альпийским позднеорогенным впадинам и их бортам – Sr, Pb-Zn, Cu, U (типы Гале Сардар-Гуречех-е Берендж и Аирикан).

5. В рудах Pb-Zn месторождений в высоких концентрациях содержатся примеси Ag, Cd, иногда Hg, в рудах Cu, Cu-Mo, Cu-Ni-Co и некоторых Pb-Zn – примеси Au, Ag.

6. Устанавливается эволюция альпийского рудогенеза от эоценового этапа к позднемиоценовому, при этом на изотопном и элементном уровнях фиксируются различия рудного вещества этих этапов, а также *PT*-условий минералообразования.

7. Устанавливается парагенетическая связь геологически не датированного телетермального оруденения древних массивов и доальпийских складчатых зон с эоценовым вулканизмом и позднемиоценовым гидротермальным рудообразованием молодых впадин. Последний вывод дает конкретное направление поискам в обрамлении Центрально-Иранского вулканического пояса и рудоносных позднеальпийских впадин.

Намеченные критерии рудоносности АРР не ограничиваются пределами Ирана и, по ряду аспектов они могут распространяться на прилегающие территории Афганистана, Пакистана и Турции, а также на некоторые регионы СССР. Выступы фундамента массивов ранней консолидации Ирано-Афганской области, Анатолии и Малого Кавказа нуждаются в ревизии на древнее стратиформное железорудное, полиметаллическое и медное оруденение, реликты разновозрастных рифтогенных структур с офиолитами в этих регионах – на хромиты, магнезит, колчеданное, марганцевое, золоторудное, ртутное, сурьмяное и другое оруденение. В поднятиях по обрамлению офиолитовых зон следует искать Cu-Ni-Co месторождения сложного состава. Центрально-Иранский вулканический пояс перспективен на медно-молибденовое, свинцово-цинковое, золоторудное, колчеданное, скарново-магнетитовое оруденение; он увязывается с медно-молибденовым поясом Армении и прослеживается на Балканы и в Пакистан. По аналогии, на эти типы рудоносности, требует ревизии вулканический пояс Центрального Памира и ареалы наложенного кайнозойского вулканизма в Афганистане. Обнаружение промышленной эндогенной целестиново-сульфидной минерализации в позднеальпийских депрессиях открывает перспективы поисков подобного оруденения в других новейших впадинах восточной части Средиземноморского пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.* Эволюция древней континентальной коры на примере альпийской истории Кавказа. — *Геотектоника*, 1977, № 4, с. 88–103.
2. *Белов А.А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981.
3. *Бурков В.В.* Эпигенетические месторождения. — В кн.: Месторождения литофильных редких металлов. М., Недра, 1980, с. 323–334.
4. *Венков А.В.* Бафкский железорудный район Ирана. — *Изв. вузов. Серия геология и разведка*, 1983, № 5, с. 59–65.
5. *Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В.* Главнейшие типы рудных месторождений. М., Недра, 1975.
6. *Геология и полезные ископаемые Афганистана* / Под ред. Ш. Абдулы, В.М. Чмырева, В.И. Дронова, Кн. 1 и 2. М., Недра, 1980.
7. *Геология СССР. Т. XXII, ч. 2. Полезные ископаемые. Туркменская ССР.* М., Недра, 1984.
8. *Горжевский Д.И.* Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений. М., ВИЭМС, 1981.
9. *Горячев А.В.* О строении и структурном положении Урало-Оманской зоны глубинных разломов. — *Геотектоника*, 1980, № 1, с. 56–71.
10. *Колчеданные месторождения мира* / М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов и др., М., Недра, 1979.
11. *Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси, Мецниереба, 1980.
12. *Металлогенический очерк Кавказа* / Под ред. Г.А. Твалчрелидзе. М., 1978.
13. *Озерова Н.Л.* Новый ртутный пояс в Западной Европе. — *Геология рудных месторождений*, 1981, № 6, с. 45–56.
14. *Основные черты тектоники, магматизма и металлогении Кавказа* / Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе и др. — В кн.: *Тектоника территории СССР*. М., Наука, 1979, с. 153–162.
15. *Очерки по геологии Азербайджана.* — В кн.: *Достижения геологической науки в Азербайджане*. Баку, 1984.
16. *Позднемицеловой палеогеновый магматизм восточной части Средиземноморского складчатого пояса* / М.А. Чальян, В.В. Веселов, Л.А. Кондаков и др. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1980, № 10, с. 56–72.
17. *Попов В.Е.* Вулканогенно-осадочные месторождения. Л., Недра, 1979.
18. *Попов В.В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М., Недра, 1980.
19. *Романько Е.Ф.* Типы эндогенных месторождений Анарекского рудного района в Иране. — *Разведка и охрана недр*. 1982, № 7, с. 65–68.
20. *Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения* / М.А. Фаворская, В.А. Баскина, Н.Л. Шилин и др. М., Недра, 1983.
21. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982.
22. *Стоянов Р.Д.* Металлогения Родопского срединного массива. М., Недра, 1979.
23. *Твалчрелидзе Г.А.* Рудные провинции мира. М., Недра, 1972.
24. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977.
25. *Твердые полезные ископаемые Ирана* / В.В. Веселов, Ю.С. Перфильев, М.А. Чальян и др. *Экономика минерального сырья (Обзор)* М., ВИЭМС, 1977.

26. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М., Недра, 1984.
27. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. — Литология и полезные ископаемые, 1982, № 3, с. 3—21.
28. Штёклин Й. Орогенез и эволюция Тетиса Среднего Востока: оценка современных представлений. — В кн.: Тектоника Азии (Докл. 27 Междунар. геол. конгресса). Т. 5, М., 1984, с. 53—68.
29. Bazin D., Hübner H. Copper deposits in Iran. GSI, Rep. N 13, 1969.
30. Burnol L. Contribution à l'étude des gisements de plomb et zinc. Essais de classification paragenétique. GSI, Rep. N 11, 1968.
31. Etminan H. Le porphyre cuprifère de Sarcheshmeh (Iran). Rôle de phases fluides dans le mécanisme d'altération et de minéralisation. GSI, Rep. N 48—1981. 1981.
32. Explanatory text of the Ardekan Quadrangle map 1:250000/A. Haghypour, N. Valeh, G. Pelissier et al. GSI, Geol. Quadr. N 8, 1977.
33. Förster H. Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran. JI. Geol. Soc. Lond., 1978, vol. 135, pp. 443—455.
34. Geological map of Iran, 1:1000000. NIOC, Teheran, 1977.
35. Janković S. The copper deposits and geotectonic setting of the Thethyan Eurasian metallogenic Belt. — Miner. deposits, 1977, 12, N 1, pp. 37—47.
36. Mineral Distribution map of Iran. GSI, 1977.
37. Mir-Mohammedi A. Die Mineralien der Erzgruben im westlichen zentralen Iran. — Glauhtaler Geol., 1977, Abh. 27, 1 Abb., pp. 11—44.
38. Schiebel W. New strontium deposit in Iran. — Ind. Minerals, 1978, N 132, Sept., pp. 54—59.
39. Stöcklin J. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. — Mém. h. ser. Soc. géol. France, 1977, N 8, pp. 333—353.
40. Wensink H., Zijdeveld J.D.A., Varekamp J.C. Paleomagnetism and ore mineralogy of some basalts of the Geirud Formation of Late Devonian — Early Carboniferous age from the southern Alborz, Iran. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 41, pp. 441—450.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Геологическая позиция и структурное районирование региона . . .	4
История горного промысла и геологических исследований	4
Структурное районирование и основные особенности строения.	7
Главные типы тектонических нарушений	16
Магматические формации и эволюция магматизма	19
Типы физических полей и некоторые особенности региональных структур	27
Основные этапы формирования структур	29
Глава 2. Генетическая группировка и характеристика месторождений	33
Классификационные признаки и генетическая группировка	33
Геологическая характеристика месторождений	37
Магматические — 39; Пегматитовые — 39; Скарновые — 40;	
Гидротермальные — 40; Метаморфизованные — 85; Экзогенные	87
Глава 3. Изотопно-геохимические и минералого-геохимические особенности месторождений	89
Изотопно-геохимические и термобарогеохимические данные	89
Геохимические спектры руд	98
Некоторые особенности химического состава руд	103
Элементы-примеси в рудных минералах	105
Глава 4. Особенности размещения и условия локализации месторождений .	108
Возраст оруденения.	108
Связь оруденения с магматизмом	110
Роль разломов в размещении оруденения	111
Литологический контроль	114
Особенности пространственного размещения месторождений	115
Глава 5. Металлогеническое районирование и характеристика металлогенических зон	116
Основные понятия и принципы районирования	116
Основные металлогенические зоны	119
Сравнительная характеристика металлогенических зон	137
Эволюция рудогенеза	139
Глава 6. Критерии оценки рудоносности территорий сходного с АРР геологического строения	143
Заключение	149
Список литературы	151

55 коп.

5115

НЕДРА